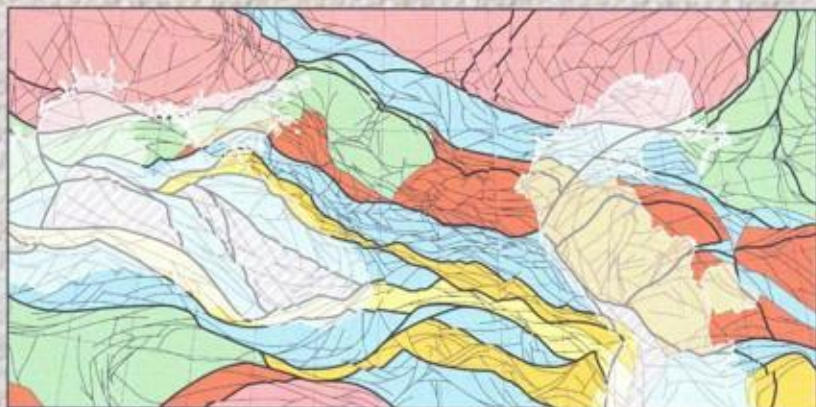


Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы



Российская академия наук
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Министерство образования и науки Российской Федерации
КУБАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Тектоника южного обрамления Восточно – Европейской платформы

(Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000)

Под редакцией акад. В.Е. Хаина и В.И. Попкова

Краснодар

2009

УДК 551.24 : 553.98

ББК 26.324

Т43

Рецензенты:

Академик РАН *В.А. Бабешко*

Доктор геолого-минералогических наук, профессор

В.А. Соловьев

Т43 Тектоника южного обрамления Восточно - Европейской платформы (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000). / *Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова.* Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с. 500 экз.

ISBN 5-9296-0127-5

Авторы:

В.Е. Хайн, В.И. Попков, И.А. Воскресенский, Н.В. Короновский, Л.Э. Левин, Д.А. Мирзоев, В.М. Пирбудагов, Б.В. Сенин, В.В. Юдин

Охарактеризованы важнейшие геоструктуры, основные черты тектонического развития, нефтегазоносность и сейсмичность Черноморско-Каспийского региона.

Адресуется специалистам, интересующихся проблемами региональной геологии, тектоники и нефтегазоносности, а также студентам, магистрантам и аспирантам геологических специальностей.

Рис. 31. Библ. 113.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 08-05-00342-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

УДК 551.24 : 553.98

ББК 26.324

© Коллектив авторов, 2009

© Кубанский государственный университет, 2009

© Геологический институт РАН 2009

ISBN 5-9296-0127-5

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (<i>В.Е. Хаин, В.И. Попков</i>)	5
1. Тектоническое районирование региона (<i>В.Е. Хаин</i>)	7
1.1. Восточно-Европейская древняя платформа (кратон)	7
1.2. Скифско-Туранская молодая платформа (плита)	12
1.3. Альпийский подвижный пояс	15
2. Южная окраина Восточно-Европейской древней платформы	25
2.1. Прикаспийская впадина (<i>В.И. Попков</i>)	25
2.2. Ростовский выступ Украинского щита (<i>В.В. Юдин, В.Е. Хаин</i>)	33
3. Скифско-Туранская молодая платформа	36
3.1. Донецко-Каспийская складчатая зона – кряж Карпинского (<i>В.В. Юдин, В.Е. Хаин</i>)	36
3.2. Равнинный Крым (<i>В.В. Юдин</i>)	47
3.3. Азовское море (<i>В.И. Попков</i>)	50
3.4. Предкавказье (<i>В.И. Попков</i>)	62
3.5. Закаспий (<i>В.И. Попков</i>)	70
3.6. Средне-Каспийская впадина (<i>В.И. Попков</i>)	100
4. Предгорные прогибы	110
4.1. Западно-Кубанский прогиб (<i>И.А. Воскресенский, В.И. Попков, В.Е. Хаин</i>)	110
4.2. Терско-Каспийский прогиб (<i>Н.В. Короновский, Д.А. Мирзоев, В.М. Пирбудагов</i>)	120
5. Крымско-Кавказский ороген	127
5.1. Горный Крым (<i>В.В. Юдин, В.Е. Хаин</i>)	127
5.2. Керченско-Таманский поперечный прогиб (<i>В.В. Юдин, В.И. Попков, В.Е. Хаин</i>)	147
5.3. Большой Кавказ (<i>В.Е. Хаин</i>)	150
5.3.1. Центральный Кавказ	151
5.3.2. Восточный Кавказ	154

5.3.3. Юго-Восточный Кавказ	158
5.3.4. Северо-Западный Кавказ	160
6. Черное море (Б.В. Сенин)	162
7. Основные этапы тектонического развития региона (В.Е. Хаин)	172
7.1. Добайкальская (донеопротерозойская) история	172
7.2. Байкальский (неопротерозойско-кембрийский) этап	173
7.3. Каледонский (ордовик – средний девон) этап	173
7.4. Герцинский этап (поздний девон – ранняя пермь)	175
7.5. Раннекиммерийский этап (поздняя пермь – триас)	176
7.6. Позднекиммерийский–альпийский доорогенный этап (юра – эоцен)	178
7.7. Альпийский орогенный этап (олигоцен – кварталер)	182
8. Нефтегазоносность (В.И. Попков)	185
8.1. Северокавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция	185
8.2. Северо-Устьюртская нефтегазоносная область	193
9. Сейсмичность (Л.Э. Левин)	196
Библиографический список	204

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 1996 г. в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, ныне присоединенному к Геологическому институту РАН, под общим руководством В.Е. Хаина и Н.А.Богданова ведется работа по составлению тектонических карт масштаба 1 : 2 500 000 окраинных и внутренних морей России. В 2003г. вышли в свет Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления и объяснительная записка к ней [48, 49]. В 2006г. они были изданы на английском языке [110, 111]. В 2008 г. закончена работа по составлению тектонической карты Черноморско-Каспийского региона (главные редакторы В.Е. Хаин и В.И. Попков). Выход ее в свет ожидается в конце 2009 – начале 2010 г. Эта последняя карта охватила значительную часть обширного региона юга Европейской России, включающего не только Предкавказье, бассейны Каспийского, Азовского и Черного морей, но и Крым, Кавказ, а также Закаспий.

Этот огромный регион с геологической точки зрения представляет собой во многих отношениях единое целое. В его пределах находятся нефтегазоносные области Кубани и Чечено-Ингушетии, которые являлись родиной нефтедобывающей промышленности России и долгое время (вместе с Азербайджаном) ее основной базой. Позднее они пополнились газодобывающими районами равнинных площадей Краснодарского и Ставропольского краев, Калмыкии, а в относительно недавнее время в центре внимания нефтяников и газовиков оказалась акватория Северного и Среднего Каспия, где были сделаны крупные открытия новых месторождений углеводородов. Серьезные интересы ныне связываются и с поисками залежей нефти и газа в акватории Азовского и Черного морей в границах экономической зоны России.

Можно утверждать также, что и континентальная часть региона отнюдь не исчерпала свои возможности в этом отношении. Перспективы открытия новых скоплений углеводородов связываются с освоением более глубоких стратиграфических уровней осадочного чехла и складчатого основания, с нетрадиционными типами коллекторов и ловушек с использованием возросших возможностей геофизических методов.

Все эти обстоятельства обусловили желательность и необходимость составления и издания карты, охватывающей весь Каспийско-Черноморский регион, относящийся к Российской Федерации. При этом в границах карты оказались и смежные районы Украины, Грузии, Азербайджана и Казахстана.

Необходимо отметить, что сложность тектонического строения и истории развития такого обширного региона не дают объективной возможности однозначно судить о некоторых их особенностях. Это касается, в частности, четырех важных вопросов. Во-первых, речь идет о границе между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформами. Во-вторых, есть проблемы с определением возраста фундамента Скифской и смежной Туранской платформ; этот вопрос отчасти связан с первым. В третьих, — это вопрос о соотношении и связи структур Крыма и Кавказа по разные стороны Азовского моря и Керченского пролива. И, наконец, в четвертых, аналогичный вопрос существует и относительно структур Кавказа и Закаспия. В связи с нерешенностью этих вопросов и в карте, и в тексте данной монографии могут обнаружиться некоторые нестыковки, вызванные различиями во взглядах отдельных авторов смежных разделов.

Мы надеемся, что составленные тектонические карты, учитывающие новый геолого-геофизический материал, накопленный к настоящему времени по Черноморско-Каспийскому региону, позволят более обоснованно подойти к раскрытию важнейших закономерностей строения и истории развития Черного, Каспийского и Азовского морей и прилегающих районов суши, а также прогнозу их нефтегазоносности.

Настоящая монография по своей сути является Объяснительной запиской к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона, выход в свет которой, как отмечалось выше, ожидается несколько позднее. Работа над картой и Объяснительной запиской проводилась большим коллективом специалистов разных организаций под общим руководством В.Е. Хаина и В.И. Попкова. Степень участия каждого из них отражена в оглавлении.

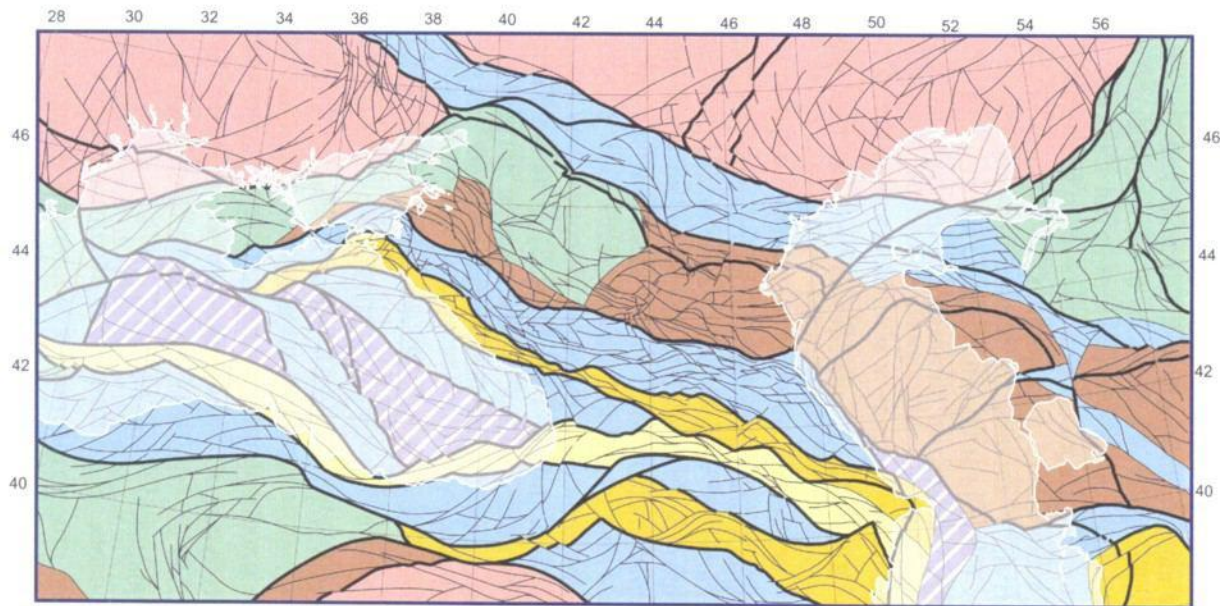
1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РЕГИОНА

Охваченная картой площадь юга Европейской России и его ближайшего зарубежного обрамления в тектоническом смысле включает три крупных структурных элементов Евразии: 1) южную окраину Восточно-Европейской древней платформы (кратона); 2) молодую, в основном эпигерцинскую Скифско-Туранскую платформу (плиту); 3) альпийское складчато-покровное сооружение Большого Кавказа и его передовые прогибы. Каждый из этих структурных элементов включает структурные единицы подчиненного порядка (рис. 1).

1.1. Восточно-Европейская древняя платформа (кратон)

Эта платформа обладает доверхнепротерозойским, а в пределах рассматриваемой территории раннедокембрийским, т.е. архейско-раннепротерозойским фундаментом, который здесь повсеместно перекрыт рифейско(?)—фанерозойским чехлом. В пределах карты в составе платформы выделяется пять структурных единиц: 1) юго-восточное погружение Воронежской антеклизы; 2) южная часть Прикаспийской впадины; 3) Донецко-Каспийская инверсионная рифтовая система; 4) Ростовский погребенный выступ Украинского щита; 5) Манычская система погребенных рифтогенных прогибов.

Юго-восточное погружение Воронежской антеклизы имеет своим фундаментом в основном метатерригенно-вулканогенные флишоидные отложения воронежской серии, отвечающие по возрасту верхней части нижнего протерозоя, а по геодинамической обстановке своего формирования — склону пассивной окраины Восточно-Русского эпипермского континента. В конце раннего протерозоя все эти образования были смяты и надвинуты на древний эократон. Осадочный чехол включает отложения начиная с девонских. В направлении западного борта Прикаспийской впадины они возрастают в мощности и вовлекаются в пологие деформации южного окончания меридиональной зоны Доно-Медведицких интрузивные тела мафитов-ультрамафитов.



Фундамент платформенных областей: Складчато-покровные и складчатые сооружения

раннепротерозойский	Киммерийские	Субокеаническая кора глубоководных впадин
байкальский	Раннеальпийские	Разрывы, соответствующие границам крупных структур
герцинский	Позднеальпийские	Прочие важные разрывы

Рис. 1. Схема тектонического районирования фундамента Черноморско-Каспийского региона.

Южная часть Прикаспийской впадины. В рамках карты находится часть впадины, расположенная частично на суше, а частично в акватории Каспия. На западе впадина ограничена крутым уступом, а на юго-западе на нее надвинуты интенсивно деформированные образования кряжа Карпинского – одного из звеньев Донецко-Каспийской рифтовой системы. Глубоко погруженный фундамент впадины в ее центральной части характеризуется высокими граничными скоростями сейсмических волн, отвечающими, по мнению большинства исследователей, консолидированной коре океанского или близкого к ней типа.

Время и способ образования этой коры до сих пор трактуется неоднозначно, причем в связи с той или иной трактовкой оценивается и возраст нижней, доверхнедевонской части осадочного чехла, мощность которого в центре впадины превышает 20 км. Согласно одной трактовке, возраст коры позднепротерозойский и, соответственно, нижняя часть чехла включает отложения верхнего протерозоя и нижнего – среднего палеозоя. Согласно другой трактовке, глубоководная впадина образовалась в девоне, а нижняя часть чехла представляет отложения рифтовой стадии ее развития; ограничивающие ее на западе и севере уступы имеют девонский же возраст.

Остальная, большая по мощности часть осадочного выполнения впадины делится на два комплекса эвапоритовой тощей кунгурско-казанских солей – подсолевой и надсолевой. Подсолевой верхнедевонско-нижнепермский комплекс в центральной части впадины представлен относительно маломощными глубоководными преимущественно глинисто-мергельными отложениями, а вдоль его юго-западной и юго-восточной периферии Астраханско-Актюбинским поясом карбонатных рифогенных платформ, которые, по существу, и служат ограничением впадины и вмещают гигантские залежи углеводородов. Надсолевой комплекс образован мелководно-морскими отложениями верхней перми – плиоцена, прорванными огромным числом соляных куполов. С юго-востока впадина ограничена узкой и сложной сдвигово-надвиговой Южно-Эмбинской зоной дислокаций, в которой участвуют главным образом среднепалеозойские терригенные отложения и которая отделяет Прикаспийскую впадину

от Северо-Устьюртского блока, относящегося к Туранской платформе (см. ниже).

Донецко-Каспийская рифтовая система. Эта система, возникшая в среднем девоне, зарождается на западе, за пределами карты, а в ее пределах представлена тремя своими звеньями: Донецким бассейном, кражем Карпинского и Мангышлакско-Центральноустюртской складчатой зоной. Донецкий бассейн, на поверхности выраженный невысоким инверсионным Донецким Кряжем, расположен между Воронежской антеклизой и Азовско-Ростовским выступом Украинского щита, т.е. в теле древней платформы. Он вмещает мощную толщу среднедевонско-нижнепермских отложений, включающей паралическую угленосную формацию среднего и верхнего карбона, испытавшую инверсию начиная с середины перми, которая сопровождалась складчатостью и образованием надвигов, а также возникновением по северной периферии рудиментарного пермо-триасового передового Преддонецкого прогиба с заключительными дислокациями на рубеже мела и палеогена.

На юго-востоке в раннем триасе также возник Западно-Манычский грабен-прогиб. Сам Донецкий рифт развивался по асимметричной схеме Б. Вернике над полого наклоненной к югу поверхностью срыва, пронизывающей всю консолидированную кору. На востоке погребенное под мел-кайнозойским чехлом продолжение Донбасса отделяется от следующего звена данной рифтовой системы, так называемого кряжа Карпинского, Восточно-Донбасским поперечным поднятием. Кряж Карпинского отличается от Донбасса отсутствием угленосной формации, замещаемой чисто морскими отложениями, и их значительно более интенсивной складчато-надвиговой дислоцированностью с явно выраженной северной вергентностью и значительным перекрытием юго-западного борта Прикаспийской впадины.

Начавшиеся, как и в Донбассе, в середине перми деформации сжатия возобновлялись вплоть до конца триаса, т.е. до раннекеммерийской эпохи орогенеза. Юрско-плиоценовый чехол лишь в крайне ослабленной форме пологих антиклиналей повторяет деформации более древних отложений.

Наиболее восточное звено данной рифтовой системы находится уже по восточную сторону Каспия и представлено, прежде всего, складчато-надвиговым сооружением Горного Мангышлака. В его строении участвует мощная толща мелководно-морских и лагунно-континентальных отложений пермо-триаса, интенсивно дислоцированных в раннекиммерийскую эпоху. На севере эта *Мангышлакско-Центральноустюртская зона дислокаций* через довольно глубокий прогиб сменяется Бузачинским поднятием, которое собственно и представляет непосредственное продолжение кряжа Карпинского с характерным для последнего внутринижнепермским несогласием.

Бузачинский свод надвинут к северу на крупную *Северо-Устюртскую синеклизу* [66, 68], наложенную на блок фундамента, скорее всего верхнедокембрийского, погруженного на глубину более 10 км. Этот блок грубо треугольной формы на западе, в море, вклинивается между кряжем Карпинского и Прикаспийской впадиной, на востоке, уже за пределами карты ограничивается меридиональной Западно-Аральской зоной дислокаций, а на северо-западе через сложную Заволжско-Тугаракчанскую зону дислокаций и Южно-Эмбенское поднятие граничит с Прикаспийской впадиной. По существу, если принять именно верхнедокембрийский возраст фундамента Северного Устюрта, эту структуру вместе с Бузачами и Мангышлакско-Центральноустюртской зоной дислокаций следует относить уже к Туранской плите, что обычно и принимается. Чехол, выполняющий Северо-Устюртскую синеклизу, заведомо включает средний палеозой и весь более молодой фанерозой и разделяется пермским и предюрским несогласиями на три комплекса, относительная деформированность которых нарастает от верхнего к нижнему.

— *Манычская зона прогибов* занимает пограничное положение между древней и молодой платформами. Она разделяется меридиональным Сальским валом, лежащим на южном продолжении Восточно-Донбасского поперечного поднятия, на Западно- и Восточно-Манычский прогибы. Западный прогиб расположен к югу от погребенного восточного продолжения Донбасса и, как показывают данные бурения, подстилается нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом, перекрытым девонско-

каменноугольным чехлом донецкого типа. Заполнен этот прогиб нижнетриасовыми обломочными красноцветами. Восточный прогиб вмещает аналогичного состава толщу пермо-триасовых отложений мощностью более 2 км, а его глубина превышает на востоке, у Каспийского побережья, 6 км. Доверхнепермский палеозой здесь, очевидно, сходен с таковым кряжа Карпинского и, следовательно, тяготеет уже к складчатому основанию Скифской платформы.

1.2. Скифско-Туранская молодая платформа (плита)

Проведение на рассматриваемой территории границы между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформой является достаточно условным. Дело в том, что поверхность кристаллического фундамента со скоростями сейсмических волн порядка 5200 км/сек прослеживается, по крайней мере, на востоке Предкавказья, в южном направлении практически до южной границы платформы. Но возраст этого фундамента на западе, к югу от Ростовского выступа Украинского щита, повышается до верхнепротерозойского, т.е. байкальского. Породы фундамента метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. На крайнем юге, в Минераловодском районе, в обнажениях к югу от Кисловодска и в ксенолитах молодых интрузивных тел фундамент представлен кристаллическими сланцами и гнейсами с биотитом и местами андалузитом, ставролитом, силлиманитом. Надстраивающий его средне- и верхнепалеозойский, в основном верхнедевонско-нижнепермский терригенный комплекс метаморфизован очень слабо, но заметно дислоцирован и вмещает плутоны верхнепалеозойских гранитоидов. На востоке эти герцинские дислокации распространяются до кряжа Карпинского и Бузачей включительно, но на западе, в Таганрогском заливе и прилегающей суше, северо-вергентные складчатые деформации затрагивают и заведомо платформенный палеозойский чехол южной окраины Ростовского выступа.

Неоднозначно ведут себя в Предкавказье триасовые отложения. На востоке они обладают малой мощностью, типичным

германотипным трехчленным строением и составляют нижнюю часть платформенного чехла, участвуя в строении Прикумской зоны пологих дислокаций, отражающих блоковую структуру палеозойского фундамента. На западе значительно более мощные и флишеидные отложения, первоначально выполняющие рифтогенный трог, образуют над ним сложный инверсионный Каневско-Березанский вал.

Собственно платформенный режим установился на всей площади Скифско-Туранской платформы лишь к началу средней юры. При этом до конца эоцена он распространился и на территорию современных альпийских предгорных прогибов – Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского, а на центральном участке северного склона Большого Кавказа и Горного Крыма сохранялся, по существу, до позднего миоцена.

В структуре поверхности досреднеюрского и поздемезойско-кайнозойского осадочного чехла в Крыму и в Предкавказье выделяется два крупных поднятия, окончательно оформившиеся в позднем миоцене – *Симферопольское* и *Ставропольское*. Пространство между Симферопольским и Ставропольским поднятиями занимает *Азово-Кубанская впадина*, а к востоку от Ставропольского поднятия – *Кумско-Терская впадина*, продолжающаяся в Средний Каспий. Наиболее глубокие части этих впадин заняты альпийскими молассовыми прогибами, которые отделяются от платформы флексурно-разломными зонами – ступенями в рельефе фундамента. Это *Тимашевская ступень* на северной границе Западно-Кубанского (восточная часть Индоло-Кубанского) прогиба и *Ногайская ступень* на северной границе Терско-Каспийского прогиба. В Закаспии Туранскую платформу ограничивает с юга Кубадаг-Большебалханская шовная зона сложного строения.

Ставропольский свод отделен от Северо-Кавказской моноклинали северного склона Большого Кавказа лишь неглубокой седловиной, к тому же осложненной Невинномысским валом. Наиболее приподнятым участком Северо-Кавказской моноклинали является *Минераловодское поднятие*, вместе со Ставропольским сводом и кристаллическим ядром центральной зоны Большого Кавказа входящим в состав меридиональной Транс-

кавказской зоны поднятий. Западнее Северо-Кавказскую моноклиналь осложняет *Адыгейский выступ*, отделяющий *Восточно-Кубанский прогиб* (до 8 км) от значительно более глубокого (более 12 км) Западно-Кубанского.

Структура Азово-Кубанской и Кумско-Терской впадин осложнена лишь пологими сложными валами субширотного простиранья. Это Каневско-Березанский вал в первой из этих впадин и Прикумская зона поднятий во второй. Впрочем, пермотриас в ядре Каневско-Березанского вала заметно дислоцирован, простиранье на востоке становится юго-восточным. Прикумская зона продолжается в Средний Каспий, где поднятия увеличивают свою амплитуду, а мощность чехла возрастает. В акватории Азовского моря простирается одноименный вал довольно сложного строения.

В Закаспии, в пределах Западного Турана, где ширина молодой платформы значительно возрастает, ее структура оказывается так же значительно сложнее и контрастнее. К югу от Магышлакско-Центральноустиюртской зоны поднятий здесь простирается довольно глубокий *Южно-Магышлакский прогиб*, заполненный в основном пермско-триасово-юрской толщей терригенных отложений. Южнее этого прогиба выделяется пологое *Песчаномысско-Ракушечное поднятие*, представляющее окончание зоны поднятий, зарождающейся в северо-восточном Азербайджане и по диагонали пересекающей Средний Каспий. К югу Песчаномысско-Ракушечное поднятие сменяется *Казахским graben-прогибом*, открывающимся в одноименный залив Каспийского моря. Он ограничен с юга *Караауданским валом*, который рассматривается В.И. Попковым как погруженное продолжение расположенного восточнее Туаркырского поднятия, в ядре которого на поверхности выведены слабометаморфизованные породы нижнего-среднего палеозоя, включающие и офиолиты [61].

Крупный разлом отделяет Караауданскую зону от самого южного структурного элемента Западно-Туранской плиты — *Среднекаспийско-Карабогазской антеклизы*, занимающей район залива Карабогаз-Гол, Красноводский полуостров и часть прилегающего каспийского шельфа. В своде антеклизы фундамент поднят до отметок 1,5–2 км и перекрыт непосредственно неокон-

скими отложениями; на склонах появляется юра. Южное ограничение антеклизы совпадает с южной границей молодой платформы и выражена Кубадаг-Большебалханской шовной зоной.

В заключение рассмотрения структуры Скифско-Туранской молодой платформы нельзя не отметить факт явного несоответствия поперечного структурного подразделения ее западной, предкавказской и восточной, закаспийской частей. Это обстоятельство давно обращало на себя внимание и традиционно объяснялось их разделением вдоль косо-поперечного Астрахано-Гурьевского разлома, простирающегося через Каспий в северо-северо-восточном направлении. Однако разлом оказался слабо выраженным в геофизических полях и это привело к его отрицанию со стороны ряда геофизиков. Тем не менее сам факт достаточно резкого несоответствия структур молодой платформы, расположенных по обе стороны Каспия продолжает требовать своего объяснения и оно может быть найдено лишь в плане существования какой-то зоны поперечных дислокаций. Нечто аналогичное приходится предполагать между структурами Крыма и Кавказа поскольку наблюдается резкая смена крымских простираний кавказскими примерно по меридиану Анапы.

1.3. Альпийский подвижный пояс

Альпийский пояс в пределах карты представлен складчатыми горными сооружениями Горного Крыма, Большого Кавказа и западного Копетдага и сопряженными с ними передовыми молассовыми прогибами. Пояс этот отчетливо разделяется поперечными флексурно-разломными зонами – ступенями, на отдельные звенья, а именно: 1) Горный Крым, 2) восточное погружение Горного Крыма, 3) Керченско-Таманский поперечный прогиб; 4) северо-западное погружение Большого Кавказа; 5) Западный Центральный Кавказ; 6) Восточный Центральный Кавказ; 7) юго-восточное погружение Большого Кавказа; 8) Апшероно-Прибалханская зона поднятий; 9) северо-западное погружение Копетдага. Полоса прогибов, окаймляющая этот пояс с севера, в свою очередь, также состоит из отдельных звеньев. Это 1) Индоло-Кубанский прогиб; 2) Терско-Каспийский прогиб;

3) Кусаро-Дивичинский прогиб; их целесообразно будет рассматривать совместно с сопряженными сегментами горного пояса. Здесь же мы рассмотрим и прилегающие к поясу части Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадин.

Горный Крым. Его структура первоначально сложилась к середине мелового периода, но подверглась существенной перестройке – северовергентной на южновергентную в неогене – квартере, так что весь Горный Крым по праву относится к альпийскому поясу. В его структуре участвует несколько структурно-стратиграфических комплексов: 1) таврическая флишевая серия верхнего триаса – нижней юры, испытавшая повсеместную интенсивную деформацию; 2) терригенная молассоидная, с элементами магматизма серия средней юры, менее сильно дислоцированная и несогласно залегающая на первой; 3) верхнеюрская рифогенная карбонатная формация, замещаемая на юго-востоке конгломератами; 4) нижнемеловая терригенная, в основном глинистая формация.

Все эти четыре комплекса участвуют в сложной структуре сооружения и несогласно перекрываются преимущественно карбонатными отложениями верхнего мела – нижнего палеогена. Последние слагают на северном склоне Крымских гор Куэстовую моноклираль, возможно, сорванную со своего основания и смещенную по пологой поверхности к югу. Южнее выделяются две основных зоны, названные Предгорной и Горной. Они представляют собой сложные пакеты надвинутых к югу тектонических пластин, в которых, помимо отложений четырех названных комплексов участвуют мощные зоны меланжа и олистостромов. Они подстилаются в каждой из этих зон скученным таврическим комплексом.

Еще одна такая зона предполагается под Куэстовой моноклиалью. Северным ограничением всего Горнокрымского структурного ансамбля служит Предгорная сутура, протягивающаяся от Севастополя к Симферополю и далее в широтном направлении, по В.В. Юдину, на Керченский п-ов. Южное обрамление проходит вдоль континентального склона, в основании которого вдоль сейсмофокальной зоны происходит субдукция океанской или субокеанской черноморской литосферы под Крым-

ский п-ов. С этой субдукцией был связан альпийский этап формирования Горного Крыма, а предыдущий позднекиммерийский этап был обязан субдукции коры Мезотетиса вдоль зоны субдукции, совпадающей с современной Предгорной сутурой.

Восточное погружение Горного Крыма, в отличие от основной части этого горного сооружения, сложено практически целиком кайнозойским комплексом отложений, испытавшим позднеальпийские складчато-надвиговые деформации в конце неогена. Основную роль здесь играет глинистая майкопская серия олигоцена – нижнего миоцена, слагающая диапировые ядра антиклинальных складок близширотного (BCB–ЗЮЗ) простира-ния, протягивающихся четырьмя параллельными рядами через весь полуостров. Крылья этих складок и промежуточные синклинали сложены более молодым морским неогеном. Антиклинали осложнены крутыми надвигами и проявлениями грязевого вулканизма. Они характеризуются северной вергентностью в северной половине полуострова и южной – в южной половине.

Керченско-Таманский поперечный прогиб. Складки Керченского п-ова при приближении к одноименному проливу испытывают довольно резкое погружение, хотя и продолжаются с теми же простирациями на Тамани. Здесь на поверхности уже господствуют более молодые, чем верхнемайкопские, отложения неогена, а грязевой вулканизм получает еще более мощное развитие. Прогиб отделяется от северо-западного погружения Большого Кавказа Анапско-Староминской ступенью.

Северо-западное погружение Большого Кавказа обладает большей шириной, протяженностью и более сложным строением. В его поперечном сечении различают три зоны. Центральной является Гойтхско-Ачишхинская зона, сложенная ниже- и среднеюрской черносланцевой формацией, деформированной в позднекиммерийскую эпоху в узкие крутые складки, осложненные крутыми надвигами и составляющих в целом веерообразное поднятие дивергентного строения [59]. На севере к этой зоне по разрыву примыкает Абино-Гунайская зона, сложенная верхнеюрско-нижнепалеогеновыми отложениями со складчатостью «эжективного» стиля – узкие гребневидные антиклинали, широ-

кие и пологие синклинали, распадающиеся на отдельные мульды.

Зона эта по *Ахтырскому надвигу* граничит с *Западно-Кубанским прогибом*, который представляет восточную часть общего с Восточным Крымом Индоло-Кубанского прогиба. В южном крыле этого прогиба моноклинально погружающихся к северу майкопские слои с резким угловым несогласием перекрывают северовергентные складки меловых и нижнепалеогеновых отложений Абино-Гунайской зоны, что свидетельствует о предолигоценном возрасте ее деформаций. Севернее и западнее выполняющие прогиб олигоцен-четвертичные молассы смяты в пологие складки, северная из которых приурочена к его осевой части.

Центральная зона северо-западного погружения Большого Кавказа сменяется к югу Новороссийско-Лазаревской зоной, образованной мощной (более 5 км) толщей верхнеюрско-нижнепалеогенового флиша. Она обладает достаточно сложной южновергентной складчато-надвиговой структурой с развитием к востоку от меридиана Туапсе тектонических покровов с амплитудой в первые десятки километров. К западу от того же меридиана в связи с погружением Гойтхско-Ачишхинского поднятия Новороссийско-Лазаревская зона непосредственно смыкается на севере с Абино-Гунайской, а на юге она по крупному надвигу, частично запечатанному олигоцен-миоценом, граничит с северо-восточным крылом подводного *Туапсинского прогиба*. Геофизические данные позволили А.Г. Шемпелеву (2004) считать этот надвиг продолжением Главного Кавказского надвига и границей Евразийской литосферной плиты с Черноморской (Восточно-Черноморско-Закавказской) микроплитой.

Современная сейсмичность показывает, что вдоль этой границы происходит поддвиг, псевдосубдукция [112] второй из этих плит под большекавказский край Евразийской плиты. Оligоцен-четвертичные отложения северо-восточного крыла Туапсинского прогиба образуют, по сейсмическим данным, достаточно типичную аккреционную призму. Общая мощность олигоцен-четвертичных осадков Туапсинского и Западно-Кубанского прогибов составляет 10–12 км. Восточное замыкание Туапсинского

прогиба на суше представлено Адлерской депрессией с мощным песчано-глинистым майкопом.

Между этой депрессией и восточным продолжением Новороссийско-Лазаревской флишевой зоны вклинивается узкое *поднятие Ахиу-Ксецырха*, относящееся уже к переходной от Большого Кавказа к Закавказскому срединному массиву (палеомикроконтиненту) *Гагра-Джавской зоне*, отвечающей среднеюрской вулканической дуге и позднеюрскому барьерному рифу.

Параллельно Туапсинскому прогибу в глубоководной части Черноморской впадины простирается крупный *вал Шатского*. Сейсмические профили позволяют предполагать, что в основании этого вала находится среднеюрская вулканическая дуга, надстраивающая древний кристаллический фундамент, сходный с фундаментом Дзирульского массива. Эта дуга также надстроена верхнеюрскими рифовыми постройками, а к их флангам прислонены майкопские слои. Не исключено, что в пределах вала имеет место проявления и среднемиоценовой вулканической деятельности. Более молодые неогеново-четвертичные осадки, перекрывающие вал Шатского, залегают уже практически горизонтально.

На юго-востоке вероятным продолжением вала Шатского является Гудаутское поднятие на шельфе Абхазии и далее оно выходит, очевидно, на сушу. Юго-западнее вала простирается *Восточно-Черноморская впадина*, самая глубокая в этой части моря. Она подстилается корой если не океанского, то субокеанского типа, а время ее возникновения, скорее всего, относится к самому началу палеогена. Впадина эта лежит между валом Шатского и срединным поднятием Черного моря, носящим имена Архангельского и Андрусова.

Западный Центральный Большой Кавказ отделен от своего северо-западного погружения Пшехско-Адлерской поперечной флексурно-разломной зоной и простирается на востоке до Военно-Грузинской дороги. В его пределах выступают на поверхность палеозойские и позднедокембрийские кристаллические образования. Они слагают, в основном, центральную зону сооружения — зону Главного хребта и частично обнажаются в двух других зонах Передового хребта и Южного склона. Зона Передового хребта отделена от зоны Главного хребта крупным Пше-

хиш-Тырныаузским разломом, лежащим на продолжении Ахтырского разлома северо-запада и продолжающимся в осевую зону Терско-Каспийского передового прогиба. Это означает, что и на западе, и на востоке зона Передового хребта погружается под более молодой чехол. В строении этой зоны участвуют верхнепротерозойские – нижнепалеозойские метаморфиты, вероятно, также нижнепалеозойские офиолиты, среднепалеозойские остро-водужные вулканиты и рифогенные карбонаты, все вместе образующие сложно дислоцированный комплекс, несогласно перекрытый синклинально залегающими верхнепалеозойскими молассами и прорванный несколькими генерациями гранитоидов. Выше залегает терригенная юра, вместе с которой древние породы зоны погружаются к северу под Северо-Кавказскую моноклинал, отделяясь от ее остального фундамента Черкесским разломом.

Зона Главного хребта подразделяется разломом на две подзоны – Перевальную и Эльбрусскую. Обе обладают очень сложным строением, которое недавно попытались расшифровать И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелия [18]. Они выделили несколько метаморфических комплексов разного состава и возраста, находящихся в тектонически-покровном залегании с преобладанием северной вергентности. Отдельные изотопные датировки указывают на возможность присутствия в Эльбрусской подзоне пород гренвилльского возраста. Залегающие в одном из покровов метаофиолиты имеют, скорее всего, верхнепротерозойский возраст. Наиболее молодые метаморфиты относятся к карбону.

Различается и несколько поколений гранитоидов и мафитов. Предполагается проявление байкальского, раннекаледонского, ранне- и среднегерцинского (бретонского, саурского, судетского) тектогенеза. В строении зоны участвует и терригенная нижняя – средняя юра, изначально маломощные отложения которой сохранились лишь в узких щелевидных депрессиях между купольными поднятиями древнего фундамента. Напротив, в зоне Южного склона мощность этой формации резко возрастает, и она дислоцирована в изоклинально-чешуйчатые складки и надвиги южной вергентности.

Начиная с бассейна верховьев р. Риони и далее к востоку полоса выходов нижней – средней юры сменяется к югу верхнеюрским – нижнемеловым флишем, зона развития которого затем простирается вдоль южного склона вплоть до Каспия. Надвиги в ее структуре местами переходят в шарьяжи с частичным перекрытием смежной к югу зоны.

Южным ограничением этой зоны служит уже упоминавшаяся выше пограничная с Закавказским срединным массивом Гагро-Джавская зона и ее восточное продолжение – Кахетино-Вандамская зона, основу которой составляет среднеюрско-среднемеловая энсиалическая вулканическая серия, сочетающаяся с позднеюрским барьерным рифом.

Восточный Центральный Кавказ по структуре осевой зоны Главного и Бокового хребтов резко отличается от своего западного продолжения. Доюрский фундамент здесь уходит на большую глубину и основная роль в ее сложении переходит к юрской черносланцевой формации, распространение которой западнее в основном ограничивается южным склоном. Эта формация, интенсивно смятая и кливажированная, слагает два параллельных антиклинория, разделенных узким синклинием, которые протягиваются далеко на восток, погружаясь под верхнеюрский и меловой флиш. В северном крыле орогена отложения этого возраста представлены шельфовыми терригенно-карбонатными образованиями, включая полосу оксфорд-титонских рифов. Структура этой Северной зоны усложняется к востоку, от Осетии к Дагестану и Азербайджану, вплоть до появления северо-вергентных надвигов и даже небольших шарьяжей. Это происходит одновременно с сужением зоны и ее отступанием к югу с перекрытием части Осевой зоны.

С севера данный сегмент Большого Кавказа сопровождается *Терско-Кастийским передовым прогибом*, заполненным олигоцен-четвертичными молассах. Этот прогиб простирается сначала широтно, но у берега Каспия заворачивает к югу вдоль побережья Дагестана, и его осевая зона и северо-восточное крыло оказываются уже в море, составляя самую глубокую, до 12 – 14 км, часть *Среднекастийской впадины*, в которую с восточной стороны вливаются продолжения структур запада Туранской

платформы, от Южно-Мангышлакской зоны прогибов до Среднекаспийско-Карабогазской антеклизы. Терско-Каспийский прогиб замыкается на юге перед наискось пересекающим Каспий погребенным *Самуро-Песчаномысским поднятием*, выделенным А.Н. Гаджиевым и В.И. Попковым [16, 17] Внутреннее крыло прогиба в северном Дагестане имеет очень сложную структуру – в пределах так называемого Дагестанского клина: система северо-вергентных надвигов перекрывается более молодой системой надвигов обратной вергентности. А в осевой зоне западной, чечено-ингушской части прогиба, предположительно над глубоко погребенным продолжением Тырнауз-Пшекишского разлома протягиваются Терская и Сунженская антиклинальные зоны, осложненные двойным диапиризмом – соляным верхнепермским и глиняным майкопским.

Юго-восточное погружение Большого Кавказа начинается на севере с поперечной флексурно-разломной зоны, следующей вдоль верховьев р. Самур. Северное крыло орогена на востоке резко сужается за счет появления *Кусаро-Дивичинского молассового прогиба*, наложенного на продолжение его северной зоны. Кусаро-Дивичинский прогиб находит свое продолжение в Северо-Апшеронской впадине. Их выполнение отличается от такового Терско-Каспийского прогиба развитием нижней миоценовой так называемой продуктивной толщи, характерной уже для Южного Каспия.

На Северную зону орогена Большого Кавказа надвинута также резко редуцированное продолжение антиклинория Бокового хребта, зато промежуточная между ним и антиклинорием Главного хребта депрессия резко расширяется, заполняясь верхнеюрскими и меловыми отложениями континентального склона. Поднятие Главного хребта также погружается под более молодые отложения, и обе эти антиклинорные зоны достигают берега Каспия и им срезаются.

Флишевая зона южного склона сильно расширяется к югу, и на мел-нижнепалеогеновый флиш ложится периклинальный олигоцен-миоценовый *Шемахино-Кобустанский прогиб*, сильно осложненный диапиризмом и грязевым вулканизмом. Отложения этого прогиба, в свою очередь, погружаются под плиоценовый

Апшероно-Кобустанский прогиб, фактически представляющий северо-западный борт Южно-Каспийской впадины. Здесь линейная складчатость окончательно уступает место брахиморфной с крупными округлыми мульдами и поднятиями, осложненными крупными грязевыми вулканами.

Апшероно-Прибалханская зона поднятий является соединительным звеном между складчатыми системами Большого Кавказа и Копетдага. Она пересекает Каспийское море и выражена в рельефе его дна так называемым Апшеронским порогом, разделяющим Средне- и Южно-Каспийские впадины. Складки этой зоны на западе непосредственно продолжают складки Центральной зоны Восточного Кавказа, но в более погруженной форме, поскольку в их строении участвуют и неогеновые отложения. Они протягиваются сперва непосредственно севернее Апшеронского п-ова, затем простираются вдоль порога и, наконец, снова выходят на сушу на туркменском берегу, прослеживаясь параллельно и южнее Кубадаг-Большебалханской шовной зоны, выходя на сочленение со складками западного окончания Копетдага. В основном зона представляет две цепочки брахиантиклинальных поднятий, осложненных разрывами и грязевым вулканизмом.

Сейсмические профили, пересекающие их к северу от Апшерона, обнаруживают резко несогласное залегание майкопских и более молодых отложений на более интенсивно дислоцированных меловых слоях. Зона отличается повышенной сейсмичностью, а распределение очагов землетрясений, указывает на существование сейсмофокальной зоны, наклоненной к северу. По ней происходит поддвиг Южно-Каспийской микроплиты под Апшеронский порог, т.е. псевдосубдукция, аналогичная наблюдаемой вдоль черноморского подводного склона Кавказа. По существу это два звена единой зоны, простирающейся вдоль южного подножия Большого Кавказа.

Западное окончание Копетдагской системы. В пределах карты находятся лишь самое западное погружение этой системы. Здесь ее складки, за исключением наиболее северных передовых структур, испытывают поворот от господствующего северо-западного простираения к юго-западу и уходят под плиоцен-четвертичный чехол Западно-Туркменской депрессии, состав-

ляющей восточный борт Южно-Каспийской впадины. Копетдагская складчатая система возникла на герцинском (и раннекиммерийском?) фундаменте южной части Туранской платформы и принадлежала в юре, мелу и палеогене южной пассивной окраине Евразии, накопив мощную толщу карбонатно-терригенных шельфовых осадков. Начиная с конца миоцена она испытала деформации сжатия совместно с более южной системой Аладаг-Биналуда под влиянием конвергенции Лутской микроплиты с Евразийской литосферной плитой.

Южно-Каспийская впадина в рамках карты представлена лишь своей северной частью. Ее особенностями являются огромная мощность осадочного чехла, превышающая 20 км и мафический состав консолидированной коры, позволивший отнести ее к океанскому типу. Осадочный чехол включает мощную (более 10 км) толщу плиоцен-четвертичных осадков, в составе которой особый интерес представляют отложения нижнего плиоцена, представляющие здесь подводную дельту палео-Волги.

2. ЮЖНАЯ ОКРАИНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

2.1. Прикаспийская впадина

Прикаспийская впадина расположена в юго-восточной части древней Восточно-Европейской платформы и характеризуется длительной историей развития. Ее заложение связывается с образованием трехлучевой системы рифтов (Аралсорского, Хобдинского и Пачелмского) в конце докембрия, определивших в дальнейшем длительное и устойчивое прогибание центральной части Прикаспийской впадины, которая, по мнению многих исследователей, лишена “гранитного слоя”. К югу от центральной части Прикаспийской впадины сохранился блок континентальной коры (Астраханско-Актюбинская система поднятий), который на протяжении раннего палеозоя занимал приподнятое положение и отделял центральные части впадины от системы глубоких прогибов, формировавшихся в раннем палеозое на ее южном обрамлении.

В пределах северной части акватории Каспийского моря, относящейся к Прикаспийской впадине, а также в прибрежных районах породы, слагающие фундамент, бурением не вскрыты. В связи с этим суждения о строении фундамента в северной части Каспийского региона могут быть сделаны только на основании анализа геофизических данных – гравиметрических, магнитных, сейсмических.

Гравитационное поле в области Северного Прикаспия характеризуется крупным относительным максимумом, отвечающим области приподнятого положения фундамента, которая протягивается от Астрахани на восток и далее на северо-восток до района Актюбинска и выделяется под названием Астраханско-Актюбинской системы поднятий. Южнее, в области сочленения Южно-Эмбинского поднятия и Северного Устюрта, выделяется зона отрицательных аномалий, связанная с погружением фундамента до глубины 12–13 км в пределах Заволжско-Тугаракчанской системы прогибов.

Магнитное поле Северо-Каспийского региона и прилегаю-

щих территорий имеет сложную структуру и представляет собой систему различно ориентированных линейных и изометричных положительных и отрицательных аномалий с относительными амплитудами от десятков до нескольких сотен нТл.

Южная часть Прикаспийской впадины имеет архей-раннепротерозойский фундамент, переработанный в результате последующих тектоно-магматических процессов. Подтверждением этому служат высокие граничные скорости фундамента (от 6,3 до 6,7 км/с), регистрируемые по данным рефрагированных волн. Характер магнитного и гравитационного полей показывает на высокую насыщенность рассматриваемых блоков магматическими образованиями. Только в рассматриваемой южной части Астраханско-Актюбинской и Северо-Каспийской зон выделяется более 30 интрузивных тел с различными характеристиками.

Южному окончанию Прикаспийской впадины в региональном магнитном поле соответствуют крупные положительные и отрицательные аномалии изометричные или слегка вытянутые без видимой закономерности в простираии длинных осей, в противоположность области кряжа Карпинского, которой в целом соответствует полоса положительных магнитных аномалий.

Фундамент южного окончания Прикаспийской впадины существенно дифференцирован по глубинам залегания, размерам, конфигурации и простираию структурных элементов, насыщенности тектоническими нарушениями. Из самых характерных структур поверхности фундамента южной части Прикаспийской впадины следует отметить Астраханское и Северо-Каспийское поднятия (с минимальными глубинами 7,5–8 км), входящие в Астраханско-Актюбинскую систему поднятий фундамента, и Заволжско-Тугаракчанскую систему прогибов глубиной до 9–13 км, входящих в систему краевых прогибов фундамента, ограничивающих Прикаспийскую впадину с юго-востока.

Современная южная граница Прикаспийской впадины проходит на западе – по фронту зоны надвигов структур кряжа Карпинского на Прикаспийскую впадину, на востоке – по Северо-Устьюртскому разлому, разделяющему Южно-Эмбинское поднятие и Северо-Устьюртский блок.

В пределах консолидированного основания по геофизиче-

ским данным (главным образом, сейсмическим) выделяются три граничных поверхности: верхняя мантия (поверхность "М"), «базальтовый» и «гранитный» слои (Кунин, 1977; Циммерман, 1977; и др.). Поверхность "М" – преломляющий горизонт с граничной скоростью 8–8,2 км/с – в южной части впадины залегает на максимальных глубинах –47,5 км в междуречье низовьев Волги и Урала. Во всех направлениях от этого участка эта поверхность воздымается, достигая отметок –35 км вблизи Мынсуалмасского разлома на северо-восточном побережье Каспийского моря.

Поверхность «базальтового» слоя – преломляющий сейсмический горизонт с граничной скоростью 6,8–7,2 км/с, залегает на абсолютной отметке от –15 км в северной части района до –20 км вблизи граничных разломов. По сравнению с абсолютными отметками поверхности "М" наблюдается обратное соотношение.

Севернее, в пределах Центрально-Прикаспийской депрессии и ее продолжении к юго-западу – Сарпинского прогиба, породы геофизического «базальтового слоя» слагают поверхность кристаллического фундамента (граничные скорости 6,8–7,2 км/с). Поверхность кристаллического фундамента на юге впадины образуют гранитно-гнейсовые породы – преломляющий горизонт с $V_r = 6,2\text{--}6,6$ км/с (вскрыты скв. №5 на Восточно-Акжарском поднятии в интервале 5836–5843 м).

В палеозойских отложениях Прикаспия выделяется серия опорных отражающих горизонтов (P_3 , P_{2d} , P_2^1 , P_2 и P_1), приуроченных к границам, отвечающим этапам перестройки структурных планов [56]. В южной части Прикаспийской впадины, в том числе и в пределах Каспийского моря, последним устойчиво прослеживаемым отражающим горизонтом в низах осадочного чехла является горизонт P_3 . Однако, по данным КМПВ поверхность фундамента залегает на несколько километров глубже отражающего горизонта P_3 . В центральной части Прикаспийской впадины по данным отраженных и преломленных волн мощность отложений между горизонтами P_3 и F достигает 8–9 км, в своде Астраханско-Актюбинского блока они отсутствуют, и здесь отражающий горизонт P_3 практически совпадает с преломляющей поверхностью F. К югу эти горизонты вновь расходятся, что свидетельствует о возрастании мощности отложений, возраст

которых может предположительно определяться как раннепалеозойский, до 4–5 км.

Структура поверхности досреднедевонского комплекса (горизонт P_3) в несколько сглаженных формах наследует структуру фундамента. По горизонту P_3 в рассматриваемой части впадины выделяются три крупных структурных элемента: южный край Центрально-Прикаспийской депрессии, Астраханско-Северо-Каспийско-Актюбинская зона поднятий и юго-восточная зона красных прогибов.

В рассматриваемой части впадины выделяются три свода с общим субширотным простиранием: Астраханский с размерами приблизительно 200x100 км, Северо-Каспийский (80x50 км) и Гурьевский (100x50 км), имеющими минимальные глубины соответственно 6,6, 7 и 6,6 км. К югу от системы сводовых поднятий в сторону борта впадины происходит достаточно резкое погружение подошвы верхнепалеозойского комплекса со средним градиентом 25–30 м/км. В прибортовой части вырисовывается относительно узкая Заволжско-Тугаракчанская система прогибов с максимальными отметками 8–10 км.

Девонско-артинский этаж Прикаспийской впадины расчленяется на пять комплексов: эйфельско-нижнефранский (между горизонтами P_3 и P_{2d}), верхнедевонско-нижневизейский (P_{2d} и P_2^1), верхневизейско-нижнебашкирский (P_2^1 – P_2), московско-касимовский (P_2 – P_2^1) и гжельско-артинский.

Эйфель-нижнефранский комплекс на большей части территории имеет мощности 0,5–0,7 км. На Северо-Каспийском поднятии наблюдается сокращение мощности до 0,2–0,4 км, а к югу отмечено ее резкое разрастание до 1,2–1,4 км. По периферии впадины установлено сближение горизонтов P_3 и P_{2d} и уменьшение мощности комплекса до 0,15–0,2 км. В целом, структура поверхности эйфельско-нижнефранского комплекса подобна структуре горизонта P_3 с различием отметок глубин залегания на величину средней мощности этих отложений – 0,4–0,8 км.

По кровле башкирских отложений и кровле подсолевого комплекса в целом (по горизонтам P_2 и P_1 соответственно) фиксируется Астраханско-Актюбинская система моноклиналей и Северо-Каспийская терраса с перепадом глубин по разным гори-

зонтам от 7–8 до 6–6,5 км и общим наклоном в сторону центральных частей Прикаспийской впадины. Глубины залегания кровли подсолевого ложа в самых глубоких частях впадины достигают 9 км.

Наиболее контрастными структурными элементами верхнедевонско-нижневизейского (P_2^d и P_2^1) и верхневизейско-нижнебашкирского (P_2^1 - P_2) комплексов являются высокоамплитудные Астраханский и Кашаган-Тенгизский карбонатные массивы (платформы). Они отчетливо выделяются по поверхности башкирских и раннепермских отложений на фоне средних глубин 5,8–5,2 км (по горизонту P_2). Карбонатные платформы имеют более широкие контуры по нижним горизонтам. Их сводовые части осложняют отдельные высокоамплитудные структуры с отметками в кровле 3,8–4,0 км. Наиболее крупными из таких структур являются Астраханская, Кашаган, Кайран, Актота (Кашаган Юго-Восточный), Каратон, Королевская, Тенгиз, Южная. Массивы Кашаган, Кайран, Актота (Кашаган Юго-Восточный) находятся в акватории Каспийского моря.

С юга карбонатные структуры северной части акватории Каспийского моря отделяются от бортовых частей впадины системой прогибов с максимальными отметками по горизонту P_1 – -6,2 км, а по горизонту P_2 – -6,6 км.

Выше в пределах Прикаспийской впадины распространены соленосные отложения, первоначальная седиментационная мощность которых в центральных частях впадины достигала 4,5 км, а в рассматриваемой южной бортовой зоне изменялась от сотен метров до 2–2,5 км. Соленосная формация в возрастном отношении охватывает диапазон от ранней перми до верхов казанского яруса верхнепермского отдела. Наибольшие мощности соленосных отложений были накоплены в кунгурский и казанский века.

Отложения верхней перми и триаса в южной части Прикаспийской впадины выполняют межкупольные зоны, где их суммарная мощность достигает 3 – 4 км и более. Средние мощности пермо-триаса нарастают от бортовых частей к центру мульды от 0,5 до 3 км. Верхнепермские отложения представлены преимущественно толщей красноцветных терригенных пород с отдельными пластами солей и ангидритов. Нижнетриасовые отложения

в восточной части представлены красноцветными континентальными породами, на юго-западе встречены сероцветные морские отложения, состоящие из тонкого чередования глин и известняков с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов. Для среднего триаса характерно развитие морских сероцветных терригенно-карбонатных пород в междуречье Урала и Волги, Приморской зоне и южной части Прикаспийской впадины. К востоку сероцветные морские отложения замещаются молассоидными песками, песчаниками, алевролитами и глинами. Отложения верхнего триаса залегают на нижележащих почти повсеместно с размывом и несогласием. Представлены они пестроцветными, исключительно континентальными терригенными разностями. Структуру позднепермско-триасового комплекса определяли скорости и объемы поступления терригенного материала в отдельные межкупольные мини-бассейны и интенсивность солянокупольной тектоники.

Юрско-неогеновые отложения характеризуются, в целом, субгоризонтальным залеганием и большим количеством опорных сейсмических горизонтов, расчленяющих чехол на сеймокомплексы, вещественный и формационный состав которых хорошо изучен по данным бурения.

В Прикаспийской впадине юрско-палеогеновый платформенный комплекс представлен, как правило, прибрежно-морскими мелководными образованиями преимущественно терригенного состава с развитием карбонатных отложений в поздней юре, позднем мелу и в начале палеогена.

Обычные для платформенных территорий структуры докунгурского палеозоя сменяются выше сложно построенными формами, образованными соляной тектоникой.

Морфология и генезис соляных структур различен и зависит в ряде случаев от местоположения объектов, состава и объемов эвапоритов. В прибортовых зонах впадины соляные купола и антиклинали как правило связаны с уступами и разломами подсолевого ложа, которые определяют их морфологию и ориентировку в пространстве. Уменьшение толщи соли в этих зонах и ее частичное, иногда существенное, замещение сульфатно-карбонатными и терригенными пачками определяют их более

простое строение – уменьшение количества разломов, отсутствие центральных грабенов, реже формируются компенсационные мульды.

По направлению к центру впадины при очень пологом погружении поверхности подсолевого ложа, более чистой и мощной соляной толщи, купола приобретают крупные размеры, осложняются центральными грабенами, компенсационными мульдами и мульдами оседания. Их расположение обусловлено не только наличием в подсолевом ложе тектонического объекта, но и взаимосвязью близко расположенных куполов, при котором развитие центральной структуры влечет за собой формирование куполов-сателлитов.

На данной территории развиты нормальные соляные купола сводового типа, с входящими грабенами, многокрылые, а также рудиментарные, завершившие свое развитие на различных стратиграфических уровнях юры и нижнего мела в связи с полным перераспределением пластических масс.

Региональная структура рассматриваемой части впадины, без влияния соляной тектоники, частично восстанавливается по сейсмическим отражающим горизонтам: "К" – поверхность отложений среднего триаса; V – поверхность триасовых отложений; III – поверхность домеловых отложений; I – поверхность допалеогеновых отложений.

По сейсмическим горизонтам "К" и V отмечается погружение с севера на юг от абсолютных отметок -1,2 км до -2,6 км. На этом фоне выделяются положительные (-2,0; -0,8 км) и отрицательные (-3,0; -3,4 км) структуры.

По отражающему горизонту III четко отмечается моноклинальное погружение поверхности домеловых отложений в южном направлении от отметки -0,6 км до -2,0 км. При этом в районе оз. Баскунчак фиксируется локальное опускание (абсолютные отметки -1,5 - 2,0 км). В низовьях р. Волги намечается поднятие с отметки -1,0 км; от низовьев р. Урал до восточного ограничения впадины прослеживается широкая структурная терраса на отметке -0,6 км, а в районе подсолевого поднятия Каратон – малоамплитудная положительная структура.

Подощва палеогеновых отложений в восточном секторе ре-

гиона моноклинально погружается к югу от отметок -0,1 км до -0,8 км. В западном секторе изогипсы подошвы палеогена очерчивают крупный прогиб в долине Волги (-1,2 км), борта которого воздымаются к ограничениям впадины и достигают у шовной зоны отметок -0,6 – -0,1 км.

История геологического развития впадины сложна и трактуется неоднозначно [2 – 4, 12, 14, 19, 24, 27, 82, 108, 109]. Консолидация кристаллического основания произошла в карельскую фазу тектогенеза. Была сформирована двухслойная континентальная кора. С рифея начинается формирование осадочного чехла. Рифейско-нижнепалеозойская история развития остается наименее изученной. По-видимому, вплоть до силура Прикаспийская впадина представляла собой приподнятую часть Русской плиты, отделенную от Воронежской и Волго-Уральской антеклиз крупными тектоническими нарушениями. В пределах поднятия существовали грабенообразные структуры. Видимо со стороны Пачелмского авлакогена проникали рифейско-вендские образования, которые накапливались в центральном грабене-рифте, а также в более мелких грабенах.

В ордовике, силуре и раннем девоне периферийные части впадины претерпели отрицательные движения. Центральная часть, оставаясь относительно приподнятой, была подвержена рифтообразованию. В пользу проявления среднедевонского рифтинга свидетельствует следующее:

- отсутствие досреднедевонских отложений к северу и к югу;
- практически повсеместное залегание в пределах данной территории девонских отложений на кристаллическом фундаменте;
- строение бортовых уступов впадины, линейно вытянутый характер распространения слагающих их карбонатных и терригенных толщ, указывающий на существование в центре глубоководного бассейна вытянутой формы;
- проявления среднедевонского рифтогенеза в сопредельных Воронежской и Волго-Уральской антеклизах – Серноводско-Абдулинский, Казанско-Кажимский, Доно-Медведицкий авлакогены.

В результате рифтинга произошла деструкция гранитного

слоя в Центральной депрессии, Сарпинском прогибе и Ново-Алексеевском грабене. Трехлучевой рифт и является основой формирования Прикаспийской впадины в ее современном понимании. Таким образом, можно признать двухактный рифтогенез – рифейский и среднедевонский.

В результате последнего вдоль северной и западной границ впадины сформировалась пассивная окраина со всеми присущими ей элементами: бровкой шельфа, осложненной рифами; континентальным склоном, осложненным разломами и клиноформами, который сменялся глубоководной котловиной.

На пассивной окраине формировались чередующиеся во времени терригенные и карбонатные толщи, а в пределах глубоководной равнины – депрессионные глинисто-кремнистые породы. В рифтовой долине на базальтовом слое накапливались грубообломочные толщи – продукты разрушения формировавшихся на востоке горных сооружений, глинисто-кремнистые и песчаные образования конусов выноса.

Глубоководный средне-позднепалеозойский бассейн был некомпенсированным. Лишь на следующей стадии развития впадины произошла компенсация погружения за счет накопления мощных толщ кунгурской соли и преимущественно красноцветных терригенных образований поздней перми и раннего триаса.

Завершение глубоководного развития впадины связано с пермско-триасовыми коллизионными процессами на ее окраинах, приведшими к причленению блоков Скифской и Туранской плит к Восточно-Европейской платформе. В центре впадины сохранилась реликтовая океаническая кора. Глубоководный этап развития сменился нормальным платформенным, характеризующимся распространением относительно мелководных морских обстановок, периодически чередовавшихся с субаквальными и континентальными перерывами.

2.2. Ростовский выступ Украинского щита

По данным глубокого бурения и интерпретации геофизических полей фундамент Ростовского выступа сложен преимущественно терригенно-сланцевым и, вероятно, метаэффузивным комплексами аналогичными воронцовской и лосевской сериям

палеопротерозоя, широко распространенным на востоке Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Собственно говоря, на современных тектонических картах фундамента Восточно-Европейского кратона Ростовский выступ рассматривается как южное окончание обширной Восточно-Воронежской провинции, протягивающейся, примерно, от широты г. Липецк на севере до широты г. Ростов на юге.

Воронцовская серия по литологической характеристике является чрезвычайно однородной и представляет собой мощную толщу песчаниково-сланцевых флишоидных отложений [22, 26, 28]. Считается, что она примерно на 90% образована терригенными породами, и лишь около 10% приходится на эффузивно-осадочные отложения. Судя по приведенным в литературе данным по формационному составу и гранулометрии этой толщи [39], воронцовская свита, скорее всего, представляет собой мощные отложения турбидитовых потоков проксимальных фаций.

По степени регионального метаморфизма воронцовская серия относится к типичным представителям метаморфитов андалузит-силлиманитовой фациальной серии, для которых характерна пространственная зональность в распределении термальных ореолов при малобарических параметрах давления [40, 84]. Термальные ореолы имеют куполообразные формы, достигающие в поперечнике десятков километров. Однако они не сопровождаются появлением синметаморфических гранитоидов. Максимальные параметры метаморфизма достигали 700-750°C при давлении около 4 кбар [84]. Возраст метаморфизма пород воронцовской серии оценен по U-Pb датированию метаморфогенных цирконов из зоны биотит-силлиманитовых гнейсов как 2102 ± 5 млн. лет.

Лосевская серия включает метатолелиты (зеленые сланцы, актинолитовые амфиболиты, амфиболиты), метаморфизованные кислые вулканы (дациты и риолиты), а также метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы. Метаморфизм вулкаников лосевской серии обнаруживает отчетливую региональную зональность, повышаясь от фации зеленых сланцев до верхов эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фации [26]. Количественные термобарические оценки максимальных условий

метаморфизма пород лосевской серии не превышают температур $500 - 600^{\circ}$ и давлений $5 - 6$ кбар [84]. Возраст лосевской серии оценивается как палеопротерозойский по датированию прорывающих ее усманских гранитов.

С севера, востока и юга метаморфическое ядро Ростовского выступа окаймляет толща конгломератов мощностью свыше 600 м. Она выделяется в темерницкую свиту и относится к нижнему рифею [25]. В состав галек конгломератов входят преимущественно метапелиты, аналогичные воронцовской серии палеопротерозоя, и метаэффузивы, по-видимому, сопоставимые с лосевской серией палеопротерозоя Воронежского кристаллического массива. Кроме того, в подчиненном объеме присутствуют гальки плагиогранитов и нормальных гранитов, которые могут быть сопоставлены с плагиогранитами усманского и бобровского комплексов восточной части ВКМ. Их изотопные возраста по цирконам составляют 2096 ± 5 млн. лет и 2022 ± 3 млн. лет.

3. СКИФСКО-ТУРАНСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛАТФОРМА

3.1. Донецко-Каспийская складчатая зона — кряж Карпинского

С позиций тектоники литосферных плит и актуалистической геодинамики история и строение Донецко-Каспийской системы практически не интерпретировалась. Краткие представления изложены в монографии Л.П. Зоненшайна с соавторами [27]. Они отмечали, что в девоне от Восточно-Европейского континента в результате рифтогенеза был отколот к юго-востоку блок неизвестных размеров. Рифтогенез сопровождался базальтоидным, а местами, щелочно-ультраосновным магматизмом и эвапоритами. Рифтинг сформировал Днепровско-Донецкий авлакоген, имевший на юго-востоке океаническую кору. В середине перми, очевидно вследствие сближения Украинского щита и Воронежского массива, произошла складчатость, а остатки океанической коры сохранились ныне лишь на востоке, в Прикаспийской впадине.

В.Е. Хаин указывал на формирование пермско-мезозойского Преддонецкого прогиба по северной периферии сооружения и соединение его на юго-востоке с южным окончанием Предуральского краевого прогиба [92]. Угленосные отложения карбона и перми он относил к молассе. Это позволило рассматривать Преддонецкий прогиб, заполненный орогенными формациями, как краевой (квазикраевой) и более обоснованно разрабатывать модель на конвергентном этапе.

В других предшествующих работах по Донбассу геодинамика трактовалась иначе. В частности, в разделе о Донбассе объяснительной записки к Геодинамической карте Украины [56], геология, тектоника и эволюция региона рассматривалась с позиций традиционной концепции геосинклиналей, глубинных разломов, линейментов и блоковой тектоники. Большая мощность геологических комплексов в осевой зоне палеорифта объяснялась существованием грабена [87], предшествовавшего девонскому, что впоследствии не подтвердилось [88]. Локализация

очагов девонского магматизма объяснялось пересечением широтных и меридиональных "глубинных разломов" или "горячими точками". Последнее объяснение также неприемлемо, учитывая линейность, а не изометричность рассматриваемого складчато-надвигового сооружения.

В целом формирование "синклинорной" структуры Донбасса почти всеми исследователями трактовалось как результат рифтогенеза и инверсии в соответствии с фазами глобального тектогенеза в вертикально-блоковой модели формирования авлакогена, переходящего на востоке в нетипичную геосинклинальную систему. К сожалению, устаревшее учение о геосинклиналях остается в теоретической основе многих современных исследований. Развитие взглядов на природу и геологическую историю региона подробно рассмотрено в работе С.С. Круглова с соавторами [36].

Ранее и до настоящего времени на комплексных геолого-геофизических разрезах Донбасса показывались серии разноориентированных вертикальных и крутопадающих "глубинных разломов" и разрывов [87, 88]. Одна из таких моделей приведена на верхнем разрезе рис. 2. В последнее десятилетие строение региона интерпретировалось и с позиций структурного мобилизма в виде серии встречно падающих надвигов с наклоном главной зоны к северу (средний разрез на рис. 3, [9]). Однако во всех этих моделях не учитывались некоторые закономерности строения складчатых зон и принципы сбалансированности разрезов.

Детальное изучение тектоники узловых районов Южного Донбасса [102] позволило прийти к заключению о нереальности многих традиционно выделяемых структур. К ним относятся: грабены, горсты, субвертикальные сбросы и взбросы, высокоамплитудные сдвиги, глубинные разломы, а также их крестообразные и Т-образные сочленения, ортогональные и диагональные сетки разрывов, крупные купола и складки. Была создана принципиально новая структурная модель Южного Донбасса, главными элементами которой являются пологие продольные надвиги северного наклона, послонные срывы (флэты) по пластичным толщам карбона и связанные с

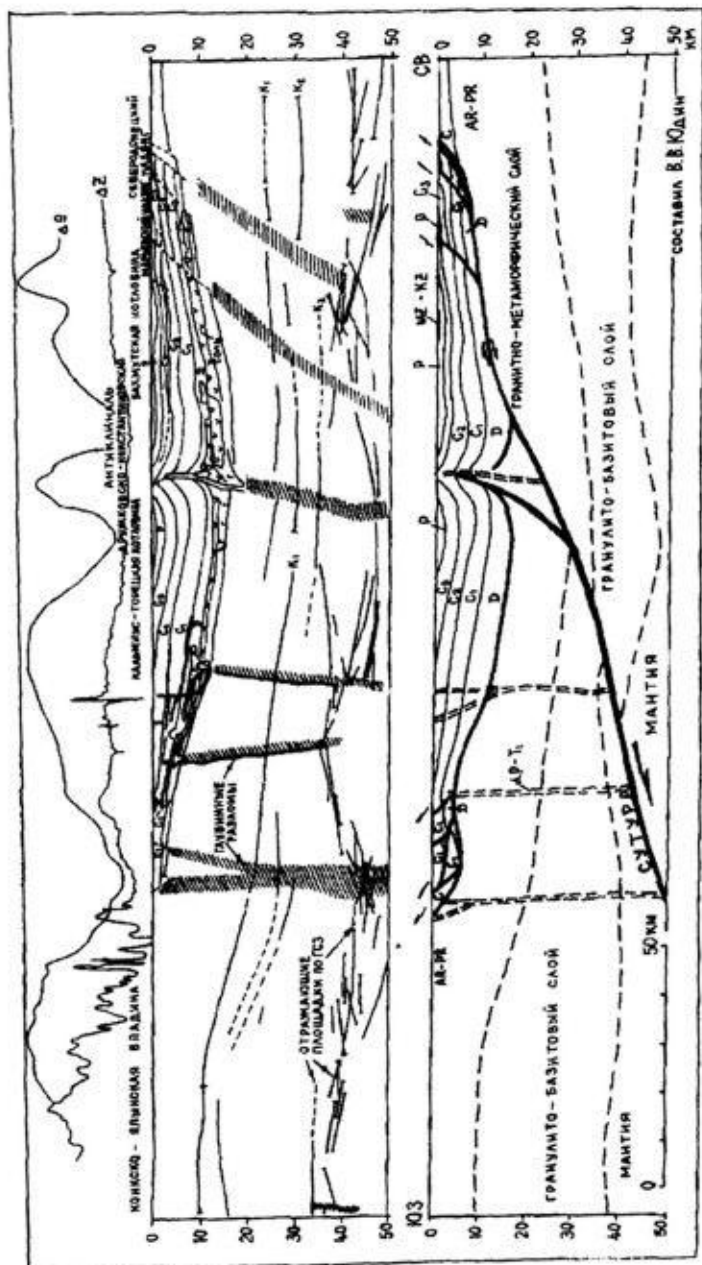


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы Донбасса по профилю ГСЗ-Х Ногайск-Константиновка-Сватово. Вверху в интерпретации разломно-блоковой тектоники, внизу – сбалансированная геодинамическая модель по тому же профилю, составленная В.В. Юдиным.

ними асимметричные складки тангенциального сжатия южной вергентности. Наиболее крупный послыйный срыв (детачмент) приурочен к основанию осадочного комплекса и развит вдоль всего Южного Донбасса. Надвиги в южном обрамлении региона формируют серию чешуй-дуплексов. Все это свидетельствует о значительной тектонической расслоенности осадочного чехла за счет сильного горизонтального сжатия. Сбросы в позднепалеозойско-мезозойском комплексе редки, характеризуются малыми амплитудами и, в основном, имеют гравигенную природу. Геологических признаков крупных сдвигов не наблюдалось, за исключением сдвиговой составляющей в надвигах.

В общем структурном плане складчатый Донбасс представляет собой дивергентное (двустороннее) складчато-надвиговое сооружение. Южнее Главной антиклинали и коллизионной сутуры надвиги имеют преимущественно северный наклон и должны рассматриваться как ретронадвиги (обратного падения по отношению к северным нормальным надвигам и к Донецкой сутуре). Складки, связанные с ними, в северной половине имеют северную вергентность, а в южной — южную. Наиболее высокоамплитудные надвиги сопровождаются широкими зонами брекчирования. В Южном Донбассе выделены и прослежены десять меланжей и зон меланжированных пород. Они имеют ширину выхода от сотен метров до первых километров и длину от нескольких до первых десятков километров. Выявлена и подтверждена геофизическими данными Донецкая коллизионная сutura южного падения. Она определяет морфологию и вергентность приповерхностных складок, надвигов и меланжей, положение краевого прогиба и конвергентного магматизма Южного Донбасса. Последний вместе с прилегающей зоной Украинского щита, рассматривается как активноукраинный. Северному Донбассу присущи признаки пассивной окраины.

Комплексная палинспастическая реконструкция структур складчатого Донбасса позволяет оценить раскрытие палеорифта в девоне — раннем карбоне величиной в первые десятки — сотни километров. Распрямление складок и возвращение в исходные позиции крыльев надвигов свидетельствуют об общем сжатии древней зоны осадконакопления не менее чем на 100 км, а с уче-

том геодинамических факторов - до 150 км [102]. Это было подтверждено сбалансированной моделью по международному сейсмопрофилю «Добрэ». Восточнее, на крыже Карпинского, амплитуда сжатия существенно увеличивается, а западнее, в Днепровско-Донецком прогибе постепенно уменьшается.

В Южном Донбассе и в прилегающей зоне Украинского щита хорошо известны многочисленные магматические тела пермско-триасового возраста. Они достаточно точно датированы изотопными методами геохронологии и геологическими данными. С этим же периодом связаны поднятия земной коры [88], формирование главных структур тангенциального сжатия [80] и накопление орогенных формаций Преддонецкого краевого прогиба [92].

Вышеизложенное позволяет рассматривать магматизм зоны сочленения как активноукраинный. При этом Донецкая сутура может иметь только южное падение. В случае обратного (северного) наклона главной зоны надвигания [9, 11], магматизм должен был бы проявиться в Северном Донбассе и в прилегающем Воронежском массиве, а не на юге.

Учитывая местоположение магматических пород и обязательное значительное расстояние между ними и сутурой, коллизионный шов должен располагаться в центральной зоне Донбасса под палеозойскими толщами Главной антиклинали. Анализ приповерхностных структур, показывает здесь смену вергентности складок (севернее – на северную, южнее – на южную), наличие крупных надвигов, линейной региональной антиклинали без существенной ундуляции шарнира, гидротермальный рудогенез, глубокий эпигенез пород и др. На профилях ГСЗ вплоть до мантии достаточно четко выделяется крупный пологий надвиг южного падения (см. нижние разрезы на рис. 2 и 3). В некоторых из разрезов намечаются две такие зоны. Одна из них (главная) древнее (Р-Т), а другая, расположенная севернее, моложе (МЗ). Возможно, что такое положение связано с обычной в аналогичных областях миграцией структурообразования на пассивную окраину.

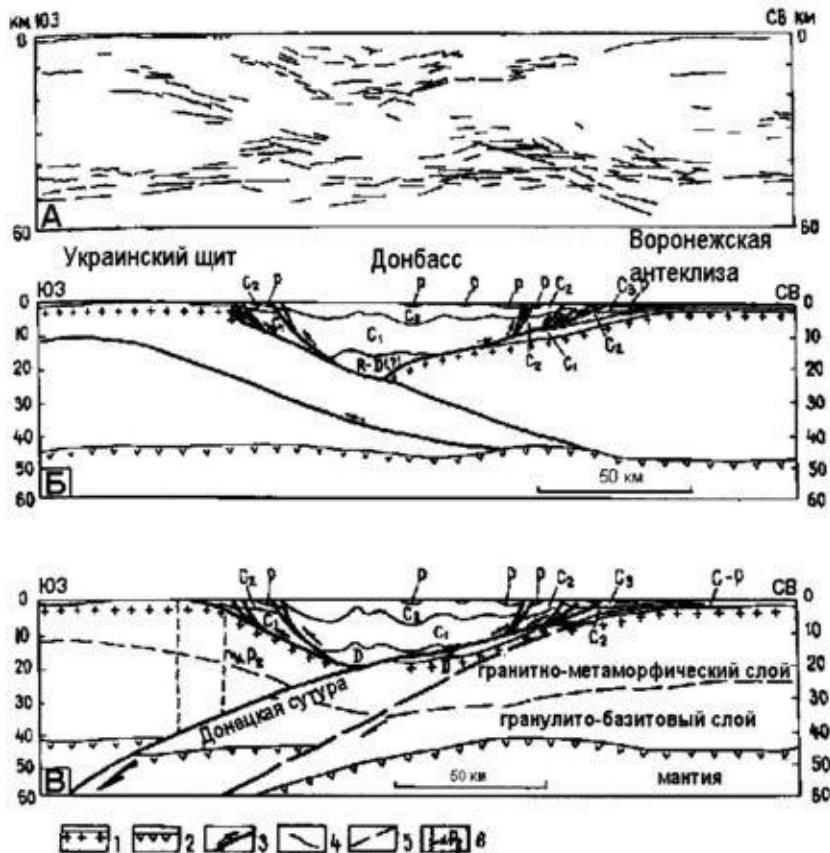


Рис. 3. Сейсмический профиль ГСЗ-КМПВ через Складчатый Донбасс (А) и его геологические интерпретации (Б, В).

1 – кровля кристаллического фундамента, 2 – поверхность Мохо, 3 – разрывы, 4 – стратиграфические контакты, 5 – сейсмические границы: отражающие площадки (вверху) и граница Конрада (внизу), 6 – магматизм и его возраст. Б – интерпретация с позиций мобилизма [9], В – сбалансированная геодинамическая интерпретация В.В. Юдина.

В пользу южного наклона Донецкой сутуры свидетельствует также северное расположение Преддонецкого краевого прогиба [92]. Заполняющие его орогенные формации синхронны с эпохой главного структурообразования и магматизма в перм-триасе. Известно, что краевые прогибы являются “холодными”

зонами, в которых непосредственно на пассивной окраине магматизм и высокий тепловой поток отсутствуют. Это отмечается и в Северном Донбассе. Преддонецкий краевой прогиб наиболее четко выражен на востоке, где степень сжатия структур больше. К северо-западу, по мере уменьшения интенсивности дислокаций, он исчезает.

Аналогичное падение сутуры (от края палеоконтинента) имеет более крупная одновозрастная Уральская складчатонадвиговая область, расположенная по простиранию на восточном крае Лавразии [103]. Такой же наклон (от палеоконтинента) установлен для Северокрымской сутуры пермского возраста, расположенной южнее [104]. Однотипные Уральская и Донецкая сутуры ограничивали восточный и южный края Лавразии.

Главное отличие Донецкой сутуры заключается в ее перекрытии палеозойскими отложениями и в отсутствии у поверхности офиолитов. Возможно, это связано с незначительным масштабом субдукции субокеанической коры Донбасса. Восточнее, по мере расширения палеорифта и усиления интенсивности последующих дислокаций, Донецкая сутура имеет больше сходства с Уральской и, по сути, переходит в нее, ограничивая юго-восточный край позднепалеозойского континента. Северо-западнее коллизийный шов постепенно теряет отличительные свойства вследствие уменьшения амплитуды. С позиций геодинамики и сбалансированности структур, совершенно правильным представляется подтвержденный геолого-геофизическими данными постепенный переход складчатого Донбасса в Днепровско-Донецкую впадину, а также отсутствие в осевой зоне рифейского палеорифта [88].

Общая геодинамическая эволюция региона хорошо увязывается с историей развития юго-восточной окраины Восточно-Европейского кратона и прилегающих с юга регионов, особенно на стадиях конвергенции. Так, пермско-триасовая коллизия синхронна с Уральской и с Северокрымской зонами, где происходило закрытие океанов Палеоуральского и Палеотетиса.

Этап поздне триасово-раннеюрского раскрытия Мезотетиса в Донбассе четко не проявился. Среднеюрско-раннемеловое закрытие Мезотетиса фиксируется толщами обломочных пород и

Миусским дайковым комплексом лампрофиров. Задугово-спрединговое раскрытие впадин Паратетиса (Черного моря) в позднем мелу-палеогене отразилось в трансгрессии и формировании мелководных бассейнов. Неоген-четвертичное сжатие как начало закрытия Паратетиса, наиболее четко выраженное в Крыму, на прилегающих акваториях и на Кавказе, в Донбассе проявлено структурами тангенциального сжатия [52, 79].

Генетически кряж Карпинского тесно связан с Донбассом и вместе с ним принадлежит крупной рифтовой системе, заложенной в конце среднего девона в пределах обращенной к Палеотетису южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Раннедокембрийский кристаллический фундамент здесь погружен на глубину от 12–13 км на западе, до 16–18 км на востоке (ближе к Каспийскому побережью), а поверхность Мохо лежит на глубине 40 км и заметного прогибания не испытывает (рис. 4, 5).

История кряжа Карпинского отличается как от истории Донбасса, так и от истории основной части Скифской платформы. После франского этапа начального рифтинга, зона кряжа в фаменско-турнейское время испытала спокойное погружение, некомпенсированное накоплением относительно глубоководных глинистых осадков, а затем, в визейско-ассельское время – более ускоренное, с заполнением прогиба более грубокластическими и (на заключительных этапах погружения) флишоидными осадками.

В ранней перми, после сакмарского, но до кунгурского века, проявилась первая фаза деформаций, за которой последовала инверсия прогиба и его надвигание на край Прикаспийской синеклизы. В триасе зона кряжа вновь испытывает слабое погружение, а на границе с юрой, – раннекиммерийскую фазу деформаций, завершившую создание северовергентной складчато-надвиговой структуры этой зоны (рис. 6). Амплитуда ее надвигания на Прикаспийскую синеклизу достигла нескольких десятков километров. После некоторой эрозии кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим с чехлом смежных древней и молодой платформ, и фактически вошел в состав последней в виде ее наиболее северного структурного элемента.

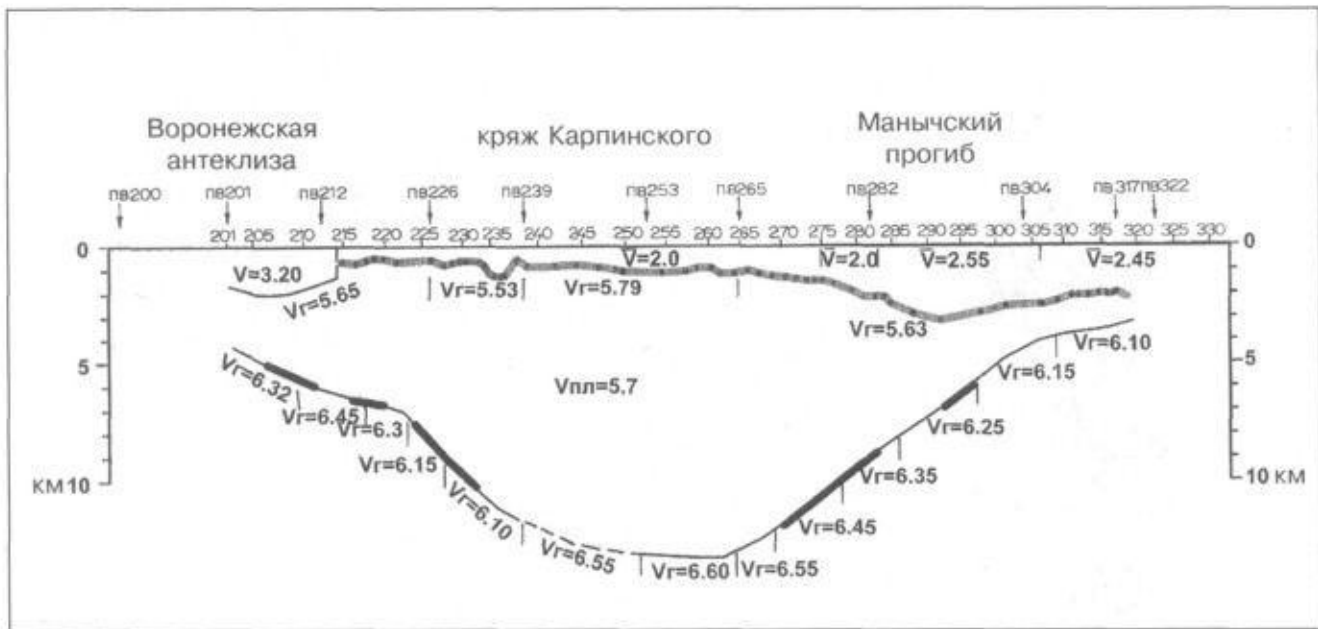


Рис. 4. Сейсмический разрез кряжа Карпинского по данным КМПВ/ГСЗ (центр ГЕОН, 2001 г.).

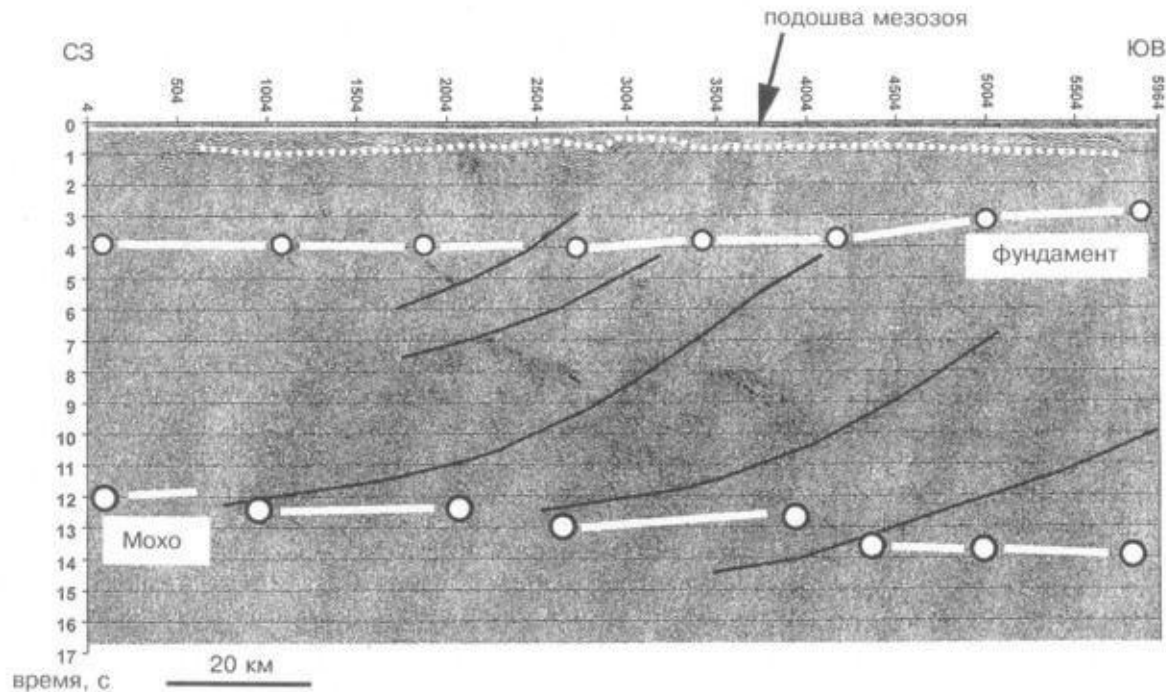


Рис. 5. Структура земной коры кряжа Карпинского по данным исследований методами ОГТ/ГСЗ/КМПВ вдоль профиля Морозовск — Эльбрус (участок Волгодонск — Манычское, центр ГЕОН, 2001 г.).

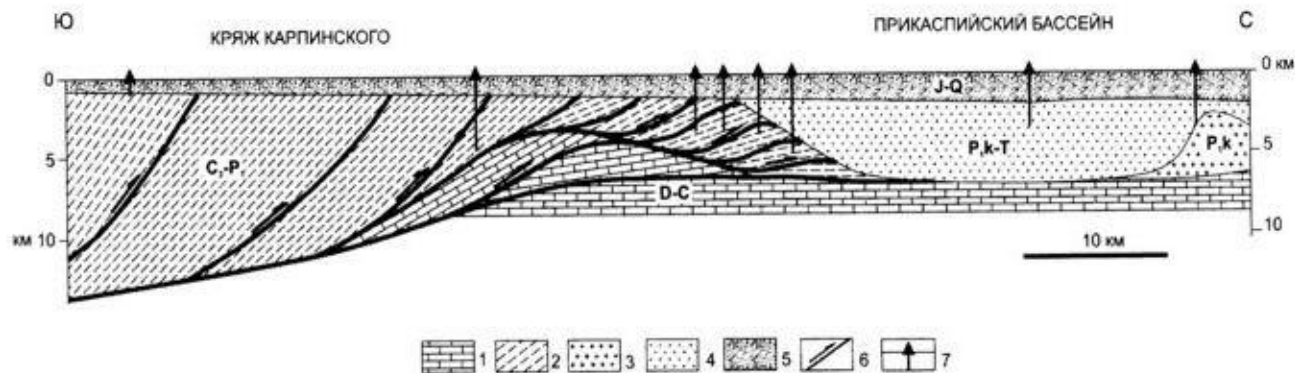


Рис. 6. Геологический разрез через зону сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийского бассейна (по К.О. Соборнову).

1 – девонско-каменноугольные отложения в окаймлении Прикаспийской впадины; 2 – грубообломочные и флишеидные осадки карбона – ранней перми; 3 – кунгурская соль; 4 – красноцветные отложения перми – триаса; 5 – плитный чехол (юра–квартер); 6 – надвиги и направление перемещения по ним; 7 – скважины.

Внутренняя структура палеозойско-триасового комплекса кряжа состоит из нескольких северовергентных надвиговых пластин. Предполагается, что поверхности этих надвигов первоначально, на рифтовой стадии, представляли листрические сбросы. В осадочном мезозойском чехле кряжа выделяются пологие валлообразные субширотные поднятия — Промысловско-Олейниковское, Ачинеро-Каспийское, Краснокамышинское.

3.2. Равнинный Крым

Скважины, пробуренные в Равнинном Крыму, вскрыли в фундаменте различные осадочные, метаморфические и магматические породы фанерозоя. Имеющиеся данные позволяют выделять здесь литодинамический комплекс активной окраины палеозойского возраста. Южнее Северокрымской сутуры под осадочным чехлом обнаружены магматические, карбонатные и терригенные породы, свидетельствующие о наличии задугового бассейна и об островодужной природе комплексов фундамента. Судя по глобальным палеореконструкциям, еще южнее в это время располагался океан Палеотетис. При мезозойской коллизии с Горнокрымским террейном южная окраина Скифской платформы вновь была осложнена деформациями и проявлениями активноокраинного магматизма.

Структуры северной окраины Скифской платформы к югу от Северокрымской сутуры, судя по данным сейсморазведки, также весьма сложные. Здесь под мезозойско-кайнозойским чехлом выделяются надвиги южного падения и принадвиговые складки [104]. В присутурной части западных районов по хаотической записи на сейсмических профилях выделена широкая зона меланжа, а на востоке под поверхностью надвига обнаружены перекрытые фрагменты Предкрымского позднепалеозойского передового прогиба.

Осадочный чехол Скифской платформы представлен здесь четырьмя комплексами различных геодинамических режимов (литодинамические комплексы по В.В. Юдину). Это триасовый рифтогенный комплекс раскрытия Мезотетиса; юрско-

раннемеловой вулканогенно-осадочный активнookраинный комплекс, обусловленный поддвигом Горного Крыма под мегаконтинент Лавразия; позднемеловой-палеогеновый комплекс, в большей или меньшей степени связанный с формированием задуговых впадин Черного моря, и неоген-четвертичный литодинамический комплекс, обусловленный поддвигом субокеанической коры Черного моря под Крым.

В позднем триасе в пределах Скифской платформы произошло рифтогенное раскрытие океана Мезотетис. Наиболее полно формации этого комплекса обнажены в Горном Крыму (флиш таврической серии). В чехле Скифской платформы сохранились лишь нечеткие фрагменты рифтогенных структур и пассивной окраины Лавразии. Они распространены незакономерно, заполнены отложениями триаса, иногда сопровождаются проявлениями базитового магматизма и, вероятно, ограничены сбросами.

Аналогичные прогибы можно предполагать восточнее в Каркинитском заливе, на севере Азовского моря и Равнинного Крыма. В пользу этого свидетельствуют скв. Татьянаовская-3 и др., вскрывшие терригенные породы верхнего триаса. Фрагменты рифтогенной окраины расположены в районе Каламитского залива и юго-западного Крыма, где скважинами Евпаторийской-2 и Николаевской-1 вскрыты слабо дислоцированные триасовые отложения, слагающие пологие структуры чехла.

Юрско-раннемеловой комплекс представлен в Равнинном Крыму вулканогенными и осадочными породами активнookраинного комплекса, обусловленными субдукцией Мезотетиса и коллизией Евразии с Горным Крымом по Предгорной сутуре северного наклона. В Равнинном Крыму и прилегающей акватории насчитывается более 30 частично вскрытых бурением вулканогенных тел с изотопными датировками от ранней-средней юры до раннего мела включительно. В этой же полосе сформирован Северокрымский рифтогенный задуговой прогиб преимущественно раннемелового возраста, размерами 70x400 км. На востоке он, по-видимому, продолжается в Северо-Азовский прогиб и прослеживается далее на восток в пределы Северо-Западного Предкавказья, о чем свидетельствует развитый там аптский маг-

матизм. Сбросы на северном фланге прогиба в значительной части унаследованы от Северокрымской сутуры, имеющей южное падение. Южные бортовые сбросы также выделяются по данным сейсморазведки. Прогиб заполнен юрскими углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, туфами и магматитами среднего состава (до 300 м), на которых залегают мощные (до 2,2 км) терригенные и вулканогенные породы нижнего мела.

Проблематичным представляется генетически единое продолжение рифтогенеза в позднемеловое время. По геологическим данным Северокрымский прогиб был активен и в сеноман-сантонское время с проявлением вулканизма, сформировавшим комплекс мощностью до 1800 м. Однако коллизия Горного Крыма в это время уже завершилась. Поэтому более корректно объяснять активность прогиба в это время за счет иного геодинамического режима. Именно в позднемеловое время южнее началось формирование задуговых впадин Паратетиса (Западно- и Восточно-Черноморской) с рифтогенезом, магматизмом и рассеянным спредингом. Поэтому закономерно расположенные и ориентированные позднемеловые-палеогеновые прогибы в пределах Скифской платформы, включая Индоло-Кубанский, можно рассматривать как «неудавшиеся» впадины типа черноморских. С этим же режимом связаны менее прогнутая Альминская впадина и разделяющее их Симферопольское поднятие. Вне прогибов осадочный чехол Скифской платформы представлен мелководными карбонатными и карбонатно-терригенными шельфовыми формациями значительно меньшей мощности.

На неоген-четвертичном этапе вследствие конвергенции вдоль Южнокрымской зоны, чехол Равнинного Крыма был локально осложнен субширотными надвигами преимущественно южного падения и принадвиговыми складками северной vergentности. Эти разрывы четко прослежены по сейсморазведочным данным и подтверждены бурением. В тыловой части зоны конвергенции синхронно формировался Каркинитский прогиб, а южнее — Тарханкутско-Новоселовское поднятие, связанное со структурами тангенциального сжатия. В пределах поднятия известны локальные тепловые аномалии, интерпретируемые как

признаки проявления активноокраинного магматизма на глубине [106].

3.3. Азовское море

Под водами Азовского моря находят продолжение такие крупные разновозрастные тектонические структуры, как южный склон древней Восточно-Европейской платформы (кратона), молодая Скифская плита преимущественно с эпигерцинским фундаментом, наложившийся на ее южную окраину кайнозойский Индоло-Кубанский краевой прогиб, смыкающийся на юге с альпийскими складчатыми сооружениями Крыма и Кавказа.

Главной структурой, определяющей структурно-тектонический облик рассматриваемого региона, несомненно, является *Азовский вал* – линейно вытянутое поднятие, погребенное под осевой частью впадины Азовского моря. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья на расстояние более чем на 200 км при ширине до 50 (рис. 7).

В основании вала скважинами вскрыты сложнодислоцированные песчано-глинистые и рассланцованные глинистые отложения, которые разными исследователями датируются как пермско-триасовые, триасовые или триас-юрские. В присводовой части они обычно находятся на глубине от 500 – 1000 м до 1500 м, перекрываясь с резким угловым несогласием отложениями майкопской серии (олигоцен – нижний миоцен), смятых в пологую асимметричную антиклинальную складку. Мощность майкопской серии вдоль свода вала меняется в пределах от 200 до 300 м. На север, в сторону Северо-Азовского прогиба, мощность отложений иногда возрастает до 1000 м.; на юг, в сторону Индоло-Кубанского краевого прогиба – до 2000 – 3000 м, иногда до 4000 м.

Вдоль осевой части Азовского вала меловые, палеоценовые и эоценовые отложения отсутствуют, но широко распространены в Северо-Азовском и Индоло-Кубанском прогибах. В почти полном объеме они представлены на его периклинальных окончаниях, где шарнир вала погружается до глубины 1,5 – 2 км.

Таким образом, Азовский вал наиболее четко выражен в рельефе доплитного комплекса и в структуре нижнего (альб-эоценового) структурного яруса альпийского комплекса. Значительно слабее вал проявляется в среднем структурном ярусе (олигоцен – нижний миоцен) и совершенно не выражен в отложениях, слагающих современную впадину Азовского моря.

Вал асимметричен. Северное его крыло крутое и короткое, оборванное Главным Азовским надвигом, амплитуда вертикального смещения по которому достигает 1,5 – 1,8 км. Южное крыло вала выражено слабо и постепенно сменяется Тимашевской ступенью, принадлежащей Индоло-Кубанскому прогибу. На

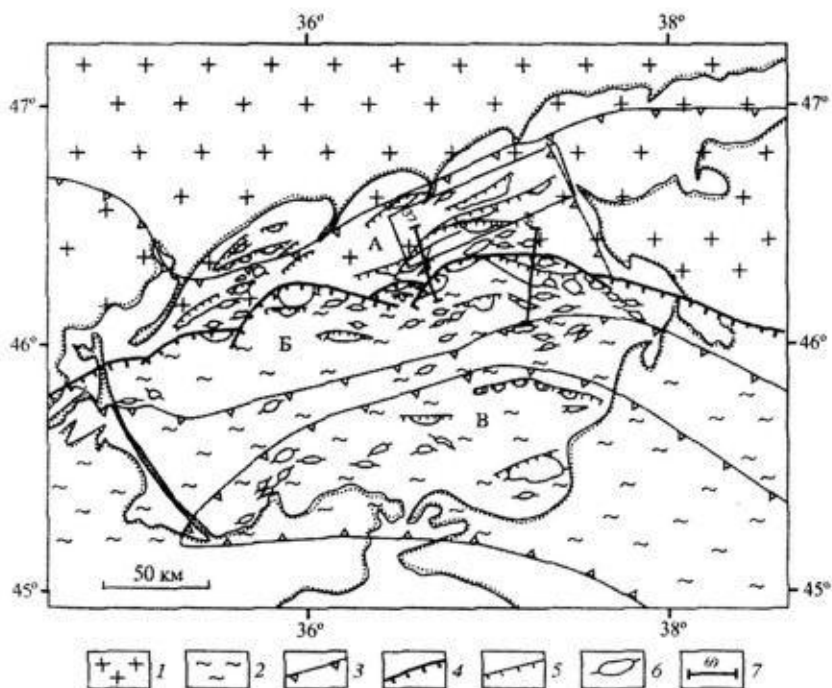


Рис. 7. Тектоническая схема дна Азовского моря [31].

1 – Восточно-Европейская платформа; 2- Скифская платформа; 3 – границы основных тектонических элементов (А - Северо-Азовский прогиб, Б – Азовский вал, В – Индоло-Кубанский прогиб); 4 – Главный Азовский надвиг; 5 – второстепенные надвиги; 6 – антиклинали; 7 – местоположение разрезов, приведенных на рис.8 и 9.

сейсмических разрезах отчетливо видно чешуйчатое строение надвига, плоскости отдельных составляющих его разрывов наклонены к югу при резком выполаживании с глубиной и слиянии в единую поверхность субгоризонтального срыва (рис. 8, 9).

В аллохтоне под отложениями майкопской серии залегают образования пермо-триаса. К северу за плоскостью главного надвига скачкообразно появляются в разрезе отложения палеоцена-эоцена и мела, а также нарастает мощность майкопа.

В плане зона главного надвига не однородна, а состоит из отдельных более мелких дугообразных надвигов, кулисообразно подставляющих друг друга по простирацию. Амплитуда вертикального смещения максимальна во фронтальной части дуг, уменьшаясь к их краям. К фронтальным частям надвигов приурочены высокоамплитудные линейные асимметричные антиклинали: Морское, Морское-1, Небольшое, Якорное, Обручева, Приразломное и др. [29, 31, 77, 78]. Южный склон Азовского вала осложнен более мелкими складками, прилегающими с юга к непротяженным надвигам, субпараллельным Главному Азовскому разлому. Как и антиклинали присводовой части вала, они асимметричны, линейного или брахиформного типа (поднятия Безымянное-2, Сигнальное, Центральное и др.).

Пространственно Азовский платформенный вал совпадает с центральной частью Северокрымско – Ейско-Березанской раннекиммерийской складчато-надвиговой зоны [67, 86], сложенной мощной призмой осадочных и вулканогенно-осадочных пород пермско-триасового возраста, претерпевших складчатость на рубеже триаса и юры. В результате раннекиммерийских коллизионных процессов дислоцированные комплексы пород верхнего палеозоя и триаса были шарьированы на прилегающие с севера районы Украинского щита с образованием складчато-надвиговых дислокаций. Согласно сейсмическим данным, мощность земной коры под Азовским валом возрастает до 45 – 50 км, при этом утолщение «гранитно-метаморфического» слоя составляет 20 – 25 км [109], что, возможно, является следствием тектонического скучивания горных пород в пределах раннекиммерийской складчатой зоны.

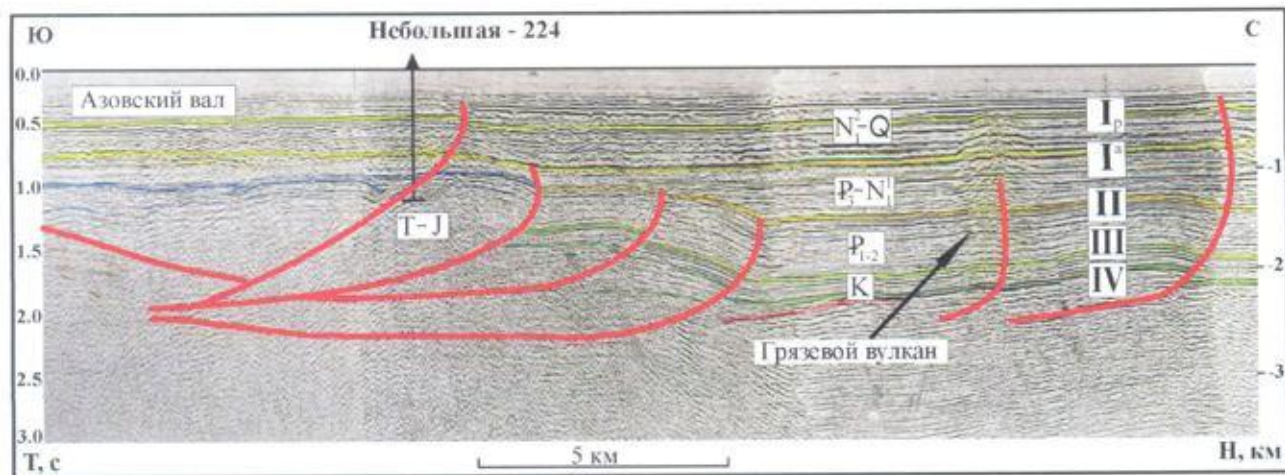


Рис. 8. Фрагмент сейсмического разреза по профилю 548769, иллюстрирующий характер сочленения Азовского вала и Северо-Азовского прогиба, а также возможный грязевой вулкан (правая часть рисунка).

Стратификация отражающих горизонтов (рис. 8, 9, 10): I_p – в кровле понтического яруса, I^a – в кровле майкопской серии, II – в подошве олигоцена, III – в кровле верхнего мела, IV – в подошве верхнего мела.

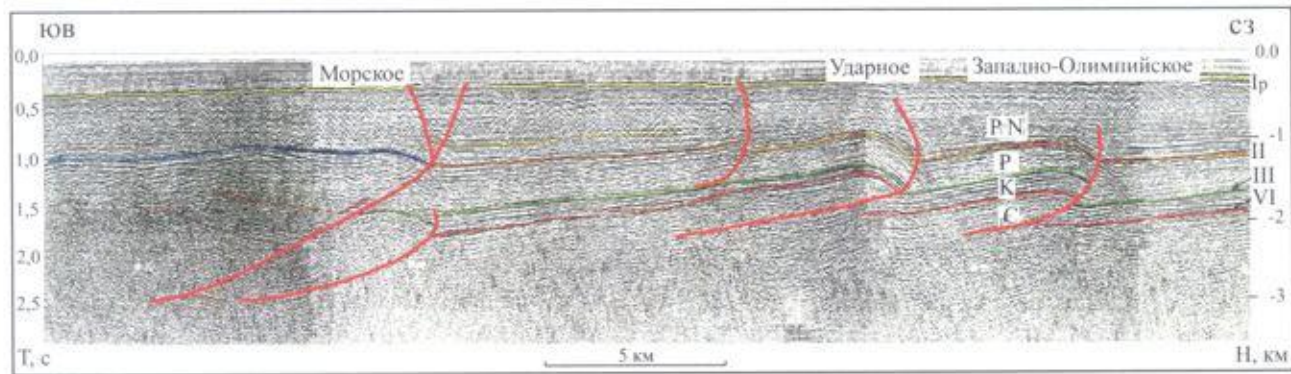


Рис. 9. Сейсмический разрез по профилю 548737, иллюстрирующий надвиговые дислокации центральной части Азовского моря (левая часть – Азовский вал).

С началом коллизионных процессов, очевидно, следует связывать и заложение позднепалеозойско-триасового краевого прогиба, являющимся восточным продолжением выделенного В.В. Юдиным в Крыму Предскифийского прогиба [104]. Ниже отложений платформенного чехла выделяется мощный (до 10 км) комплекс относительно слабо дислоцированных отложений. В верхней его части примерно до интервала 4 секунд отражающие горизонты в целом имеют южный наклон, в нижней – более пологое залегание (рис. 10). В левой части рисунка находится фронтальная часть Центрально-Азовского аллохтона. Исходя из характера волновой картины можно полагать, что на завершающей стадии своего развития Предскифийский прогиб испытал на себе воздействие мощного сжатия, направленного с юга, с образованием пологих срывов и тектонических чешуй [59].

Тектонически сорванным, очевидно, оказался орогенный комплекс формаций. Нижележащая часть осадочного выполнения палеозойского прогиба, возможно, исходя из аналогий с Преддобруджинским краевым прогибом, представлена предшествующим перикратонным шельфовым пассивноокраинным терригенно-карбонатным комплексом силура – раннего карбона. Не исключено присутствие в разрезе и более древних осадочных толщ.

Дислокации погребенного Предскифийского прогиба представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Между ними практически отсутствуют синклинали в обычном виде: на южное пологое крыло накладывается более южная тектоническая пластина с фронтальной асимметричной антиклиналью по принципу укладки черепицы.

Заложившись в раннекиммерийскую фазу сладчатости, многие из надвигов оставались мобильными и на платформенном этапе развития. В результате подвижек по ним были сформированы асимметричные принадвиговые антиклинали, в том числе и платформенный Азовский вал, надвинутый на южный борт Северо-Азовского мел-палеогенового прогиба.

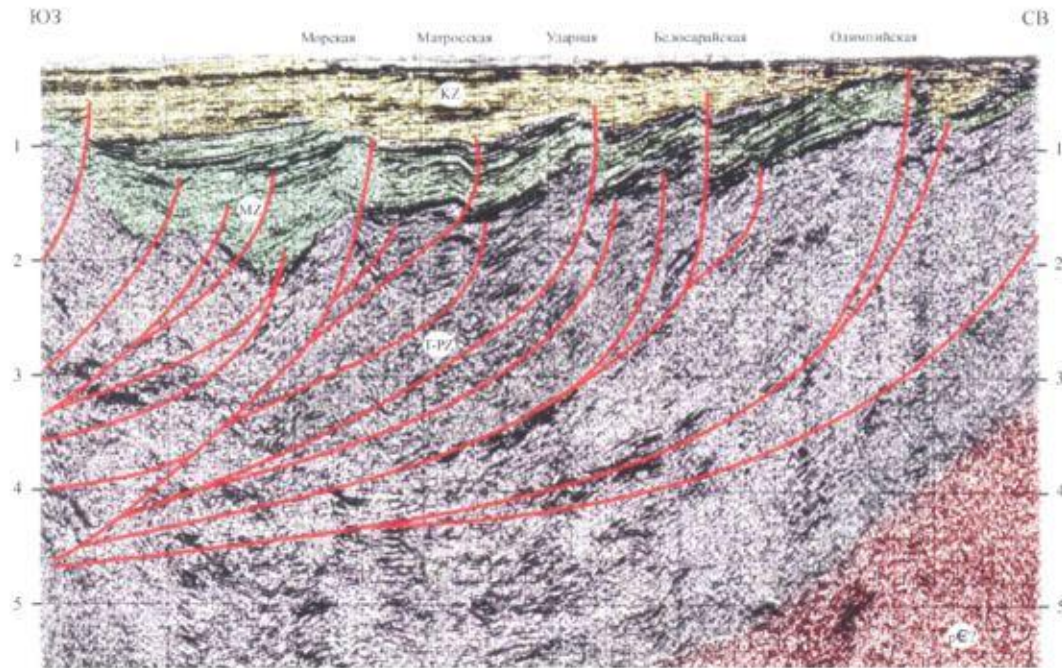


Рис. 10. Фрагмент временного разреза (ФГНПЦ Южморгеология) по профилю 59847, иллюстрирующий строение Предскифийского прогиба на акватории Азова. Интерпретация В.И. Попкова).

Продолжением Азовского вала на востоке является Каневско-Березанский вал протяженностью около 300 км. Как и Азовский он имеет принадвиговую природу и подстилается складчатым комплексом пермо-триаса. Вместе они формируют гигантскую складчато-надвиговую систему протяженностью более 500 км [65, 67].

Вдоль фронта Главного Азовского надвига сформирован Северо-Азовский платформенный прогиб, ось которого смещена в сторону Азовского вала, в результате чего он имеет асимметричное строение. Морфологически прогиб оформлен в виде линейной, сравнительно неглубокой (до 2 км) тектонической депрессии, протягивающейся в субширотном направлении от Чингульской седловины на западе до района г. Ейск на востоке и далее в Северное Предкавказье. Длина прогиба только в пределах впадины Азовского моря превышает 150 км. Максимальная ширина 50 км.

Северо-Азовский прогиб наиболее четко выражен в нижнем структурном ярусе (альб-эоцен) альпийского комплекса и весьма слабо в среднем (олигоцен-нижний миоцен). Заполняющие прогиб меловые и палеоцен-эоценовые отложения в погруженных частях достигают мощности 1000 м и 500 – 600 м соответственно. По направлению к северному и южному бортам прогиба мощности отложений резко сокращаются вплоть до полного исчезновения на Азовском валу. Местами в наиболее прогнутых участках прогиба непосредственно под альпийским комплексом залегают триас-юрские отложения. Участвующие в заполнении Северо-Азовского прогиба майкопские отложения в приосевой части прогиба достигают мощности 900 м, в то время как на Азовском валу их толщина не превышает 250 – 300 м.

Структурные особенности осадочного чехла Северо-Азовского прогиба определяют многочисленные надвиговые дислокации, к фронтальным частям которых приурочены высокоамплитудные (до 600 – 770 м) линейные антиклинали [28 – 31, 66]. Наиболее высокая плотность складчато-надвиговых дислокаций отмечается в районах, прилегающих к зонам максимального выдвижения на север аллохтонных масс Азовского вала. При этом по мере удаления от последнего уменьшаются амплитуды

складок, верхний стратиграфический диапазон проникновения разрывов, закономерно изменяются и горизонтальная, и вертикальная составляющие смещения по надвигам. Так, если для южных зон амплитуда вертикального перемещения по надвигам достигает 1000 м, то к северу она снижается до 400 – 500 м, а горизонтальная составляющая – от 5 до 2 км соответственно.

В северной части Северо-Азовского прогиба многие надвиги проникают в докембрийское основание платформы и кристаллические породы оказываются вовлеченными в процессы шарьирования, перекрывая отложения мелового возраста. Однако имеют место и случаи внутриформационных срывов, в частности срыва относительно пластичных глинисто-мергелистых толщ палеоцена-эоцена по кровле верхнего мела с образованием «бескорневых» антиклиналей (см. рис. 9, центральная часть).

Все это указывает на трансляционный характер горизонтальных тектонических движений. Возникающие при этом тангенциальные напряжения перед фронтом надвигающихся пластин могут сопровождаться образованием описанных выше структур. Испытывают на себе воздействие сжимающих сил и флюиды, находящиеся в горных породах, что может спровоцировать проявление гидровулканизма. На многих сейсмических разрезах во фронтальных частях надвигов четко видны аномалии типа «флюидный прорыв» [31, 66]. В этом отношении заслуживает внимания аномальная сейсмическая запись к северу от фронта Главного Азовского надвига, которая, возможно, фиксирует небольшой погребенный грязевой вулкан (см. рис. 8, правая часть).

Очень выразительны складчато-надвиговые дислокации северо-восточной части Азовского моря (рис. 11, 12). Здесь выделяется несколько субпараллельных линий надвигов с южным падением плоскости смещения (Олимпийский, Ударный и Белосарайский надвиги), к фронтальным частям которых приурочены одноименные асимметричные линейные антиклинали. Размеры их достаточно велики. Протяженность достигает 30 – 35 км при ширине до 3,5 км, а амплитуды по отложениям нижнего мела изменяются от первых сотен метров до 600 м. Вверх по разрезу строение складок упрощается и структурный план нивелируется.

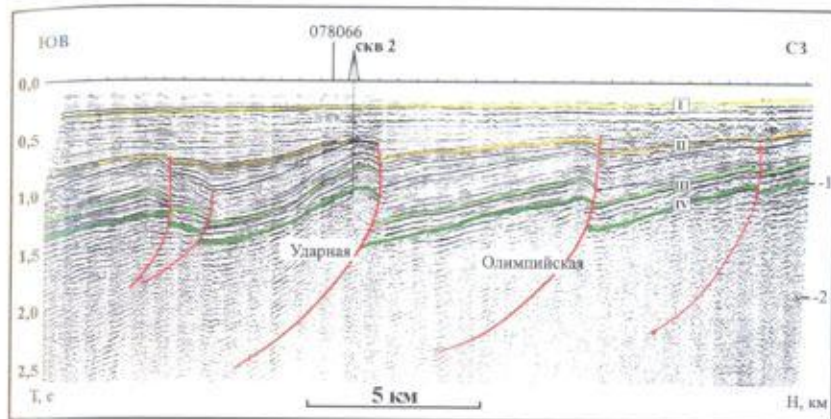


Рис. 11. Сейсмический разрез по профилю 078027, иллюстрирующий надвиговые дислокации северо-восточной части Азовского моря.
Местоположение см. на рис. 12.

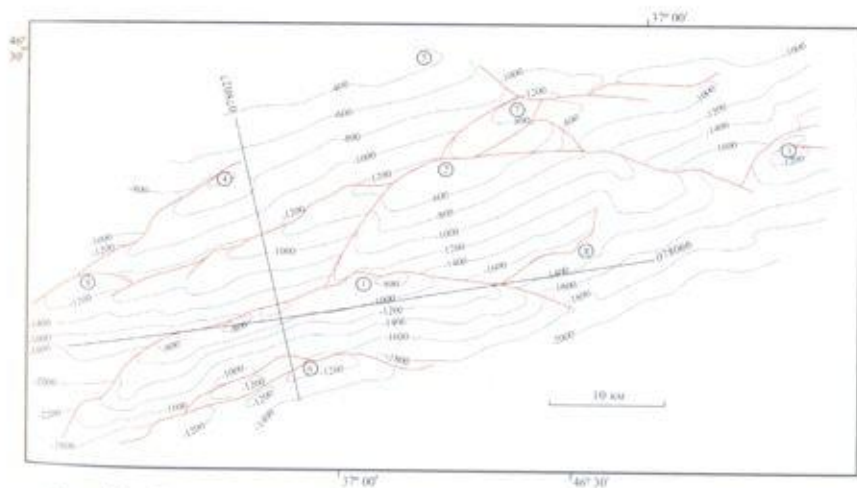


Рис. 12. Структурная карта по подошве верхнемеловых отложений северо-восточной части Азовского моря.
Локальные поднятия (цифры в кружках): 1 – Ударное, 2 – Олимпийское, 3 – Молодежное, 4 – Весеннее, 5 – Орбитальное, 6 – Белосарайское, 7 – Северо-Олимпийское, 8 – Восточно-Ударное, 9 – Западно-Олимпийское.

Для всех антиклиналей характерны крутые (около $20 - 30^\circ$) северные крылья, ограниченные надвигами. Углы наклона пологих южных крыльев не превышают $6 - 7^\circ$.

Очень важным моментом, проливающим свет на историю и механизм формирования складчато-надвиговых дислокаций, является характер поведения отражающих горизонтов в меловом и палеогеновом комплексах пород. На сейсмических разрезах отмечается отчетливое выпадение верхних секций толщ к определенным границам раздела, соответствующим перерывам в осадконакоплении по принципу стратиграфического срезания по направлению от крыльев складок к их сводовым частям, скачкообразном их появлении за фронтом надвига при сохранении или регионально направленном плавном изменении мощности не затронутых размывом нижних частей сейсмокомплексов. Наиболее заметную роль сыграли предпалеогеновый, предмайкопский и, особенно, предтортонский перерывы в осадконакоплении, приведшие к существенному размыву подстилающих отложений. Это свидетельствует о преимущественно постседиментационном росте складчато-надвиговых дислокаций, вопреки широко распространенному мнению о конседиментационном характере развития антиклиналей Азовского моря.

Постседиментационное уменьшение мощности отложений в сводах поднятий и достаточно выдержанные значения мощности не затронутых размывами толщ свидетельствуют о том, что складчато-надвиговые дислокации Азовского моря развивались импульсивно в обстановке периодически действующего тангенциального сжатия, сопровождающегося деформацией накопившихся ранее толщ, выходом территории из под уровня моря и денудацией, проявлявшейся наиболее масштабно во фронтальных частях надвиговых структур.

Аналогичное вышеописанному строение имеют дислокации и в более западных районах Северо-Азовского прогиба, в центральной, а также в северо-западной его частях. В последнем случае – это Западно-, Южно-, Восточно- и Северо-Бирючья антиклинали, Фрунзенское, Приморское, Центральное, Северное, Кефальное и другие поднятия, пространственно связанные с надвигами и характеризующиеся всем тем набором структурно-

морфологических особенностей, что и складчато-надвиговые дислокации других районов Азовского моря.

Располагающийся южнее Индоло-Кубанский краевой прогиб сформировался в олигоцен-неогеновое время вдоль фронта альпийских складчато-орогенных сооружений. Длина прогиба около 450 км, ширина до 90 км, при этом почти вся его западная половина скрыта под водами Азовского моря. В современном плане Индоло-Кубанский прогиб состоит из двух ванн, несколько смещенных друг относительно друга в плане. Породы основания платформы в пределах прогиба погружены на глубины от 4 – 8 км в краевых частях до 12 – 14 км вдоль его оси. Мощность олигоцен-антропогенного выполнения прогиба 5 – 6 км. Прогиб асимметричен. Его пологий северный платформенный борт имеет уклон от 1° в кровле до 4° в подошве майкопских отложений.

Оligocen-неогеновые отложения южного борта прогиба смяты в принадвиговые линейные и брахиформные складки, осложненные диапирами и грязевыми вулканами. Мощность майкопской серии меняется от 1500 м вблизи Тимашевского разлома до 4500 м вдоль оси прогиба в южной части Азовского моря. Кровля майкопских отложений, отражающая современную структуру неогенового прогиба, имеет перепады глубин от 50 м на Керченском полуострове до 4000 м в Азовском море у устья р. Кубани. Мощность неоген-антропогенных отложений увеличивается от 900 м у основания Арабатской стрелки до 3000 – 4000 м в районе Темрюкского залива и нижнего течения р. Кубани.

Структура осадочного выполнения Индоло-Кубанского прогиба на глубину до 3 – 4 км изучена как на суше, так и частично на море. В северной – самой обширной части прогиба, развиты брахиформные и линейные складки типа структур Анастасиевско-Краснодарской складчато-надвиговой зоны [65, 67], с которыми связаны многие нефтяные и газовые месторождения Предкавказья. На продолжении этой зоны в акватории Азовского моря выделяется Приосевая антиклинальная зона. Складки внутреннего борта прогиба группируются в Азово-Калужскую зону, вытянутую вдоль западной оконечности Кавказа, включая складки Таманского и частично Керченского полуостровов. Для этой

зоны характерно более сложное строение складок, грязевой вулканизм и глиняные диапиры.

Многие дислокации дна Азовского моря активны в новейшее время, что подтверждается проявлением грязевого вулканизма, наличием в осадочном чехле тектонической брекчированности, АВПД, температурных и гидрогеохимических аномалий, приуроченностью к некоторым из них очагов местных землетрясений [65, 66]. Особенно это характерно для дислокаций южного прикладчатого борта Индоло-Кубанского прогиба.

3.4. Предкавказье

В пределах Предкавказья и Калмыцко-Сальских степей между складчатыми сооружениями Кавказа и южным краем Русской плиты располагается эпигерцинская Скифская плита, представляющая собой сильно суженное продолжение Туранской плиты. Ее фундаментом (рис. 13) служат дислоцированные и в различной степени метаморфизованные породы палеозойского возраста, прорванные интрузиями гранитов и гранодиоритов. Осадочный плитный комплекс представлен отложениями юрско-четвертичного возраста, мощность которых испытывает тенденцию к увеличению в южном направлении. Между палеозойским фундаментом и плитными комплексами преимущественно в зонах прогибов и грабенов распространены верхнепермские и триасовые терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные образования континентального и морского генезиса, в различной степени дислоцированные и выделяемые в качестве переходного, тафрогенного комплекса [37, 43, 45 и др.].

В северо-западной части рассматриваемой территории выделяется Азовский выступ, рассматриваемый большинством исследователей как юго-восточное окончание Украинского щита. Поверхность фундамента Азовского выступа наклонена к югу, погружаясь от 500 м на севере до 3500 м на юге. Моноклираль осложнена крупными поднятиями: Ростовское, Екатерининско-Кушевское, Канеловское, Щербиновское, а также прогибами – Еланчинский и Копанский. Последний располагается в южной части выступа на границе со Скифской плитой и является наиболее глубоким (- 3000 м).

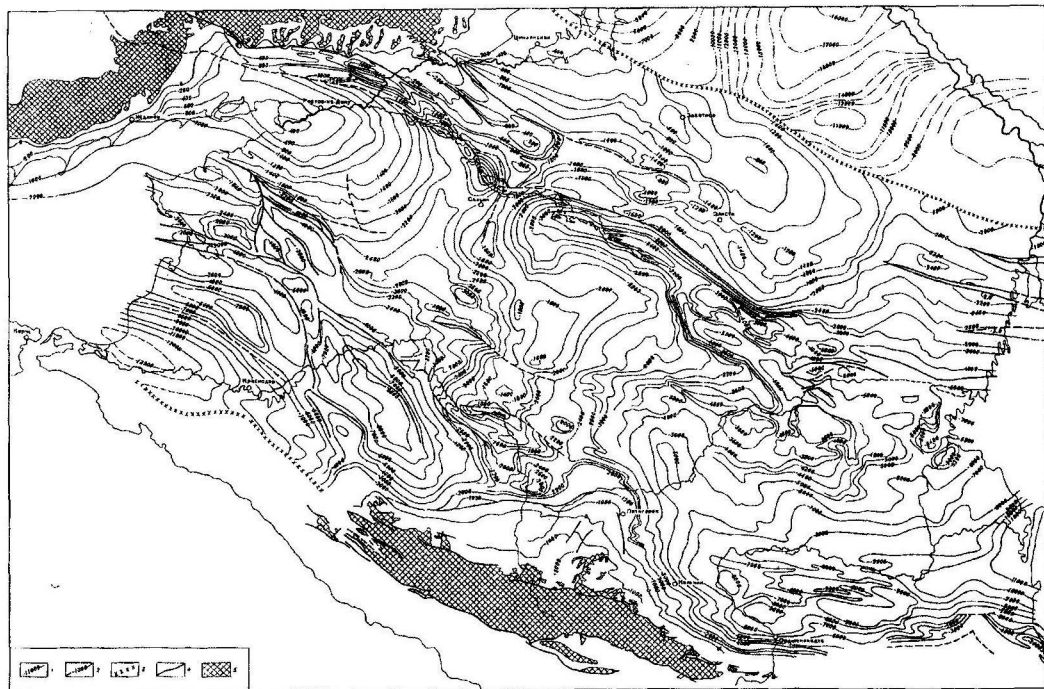


Рис. 13. Структурная карта поверхности фундамента в Предкавказье.

1 – изогипсы поверхности докембрийского фундамента (м) в Прикаспийской впадине; 2 – изогипсы поверхности фундамента (м) на территории Предкавказья и восточного погружения Украинского щита; 3 – тектонические швы; 4 – прочие разломы; 5 – выходы складчатого основания на поверхность.

Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол на большей части Азовского выступа начинается с нижнемеловых отложений и только в Копанском прогибе – с юрских и, возможно, с триасовых [45]. Структурный план его в целом повторяет структуру поверхности фундамента.

В северной части Предкавказья располагается крупный тектонический элемент – кряж Карпинского, представляющий собой относительно узкую зону погребенной складчатой системы запад-северо-западного простирания, надвинутую на южную окраину Русской плиты. Она простирается на прямом продолжении Донбасса и отделена от его восточного погребенного окончания Сальским поперечным разломом, пересекающим южнее все Предкавказье и даже Западный Кавказ. На востоке кряж Карпинского уходит в Каспийское море и находит свое продолжение в Закаспии, наиболее четко – на полуострове Бузачи, но от этого продолжения он отделен пересекающим Каспий Аграханско-Гурьевским косо-поперечным разломом.

Генетически кряж Карпинского тесно связан с Донбассом и вместе с ним принадлежит крупной рифтовой системе, заложенной в конце среднего девона в пределах обращенной к Палеотетису южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Раннедокембрийский кристаллический фундамент здесь погружен на глубину от 12 – 13 км на западе до 16 – 18 км на востоке (ближе к Каспийскому побережью), а поверхность Мохо лежит на глубине 40 км и заметного прогибания не обнаруживает.

История кряжа Карпинского отличается как от истории Донбасса, так и от истории основной части Скифской платформы. После франского этапа начального рифтинга, зона кряжа в фаменско-турнейское время испытала спокойное погружение, некомпенсированное накопление относительно глубоководных глинистых осадков, а затем, в визейско-ассельское время – более ускоренное, с заполнением прогиба более грубокластическими и (на заключительных этапах погружения) флишоидными осадками. В ранней перми, после сакмарского, но до кунгурского века проявилась первая фаза деформаций, за которой последовала инверсия прогиба и его надвигание на край Прикаспийской синек-

лизы. В триасе зона кряжа вновь испытывает слабое погружение, а на границе с юрой, – раннекиммерийскую фазу деформаций, завершившую создание северовергентной складчато-надвиговой структуры этой зоны. Амплитуда ее надвигания на Прикаспийскую синеклизу достигла нескольких десятков километров. После некоторой эрозии кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим с чехлом смежных древней и молодой платформ, и фактически вошел в состав последней в виде ее наиболее северного структурного элемента.

В триасе на площади Скифской платформы проявилась трансгрессия с накоплением комплекса мелководно-морских и лагунных карбонатно-терригенных осадков, сходных с западноевропейским трехчленным комплексом. Одновременно на ряде участков она подверглась рифтингу с заложением параллельных субширотных грабенообразных прогибов, отложения которых являются более глубоководными, глинистыми и содержат пачки бимодальных вулканитов. Завершилось это развитие в конце триаса – начале юры эпохой деформаций, проявившейся в две фазы и сопровождавшейся инверсией рифтовых прогибов с образованием над ними в более молодом чехле линейных поднятий-валов (Тарханкутский в Крыму, Центрально-Азовский Ейско-Березанский в Предкавказье).

С юры на Скифской платформе началось накопление собственно плитного чехла. В его основании залегает паралическая, а выше мелководно-морская терригенная формация нижней-средней юры, имеющая не повсеместное распространение. Мощность послетриасовых, в основном мелководно-морских отложений в зоне кряжа не превышает 1 – 2 км, и в период их накопления он выступал в виде весьма пологого поднятия-вала, осложненного несколькими рядами типично платформенных малоамплитудных локальных антиклиналей.

Внутренняя структура палеозойско-триасового комплекса кряжа состоит из нескольких северовергентных надвиговых пластин. Предполагается, что поверхности этих надвигов первоначально, на рифтовой стадии, представляли листрические сбросы. В осадочном мезозойском чехле кряжа выделяются пологие ва-

лообразные субширотные поднятия – Промысловско-Олейниковское, Ачинеро-Каспийское, Краснокамышинское.

Вдоль южного склона кряжа Карпинского практически на всем его протяжении располагается узкая зона Манычских прогибов, состоящая из цепочки более мелких прогибов и отдельных валов и поднятий. Зона имеет клинообразную форму с расширением в восточном направлении и выклинивающуюся несколько западнее меридиана г. Ростов-на-Дону.

Наиболее западным ее элементом является Тузовско-Пролетарский прогиб с глубиной залегания фундамента от 1,0 км на западе, до 3,0 км на востоке. Значительная часть прогиба выполнена отложениями верхней перми и триаса. К востоку от Тузовско-Пролетарского прогиба располагается наиболее глубоко погруженный (около 3,5 км) Гудилковский прогиб отделенный от первого поперечным Сальским валом. Для Гудилковского прогиба также характерна увеличенная мощность пермо-триаса. Тенденция к более интенсивному относительно смежных территорий погружению сохраняется и в позднем мелу, что привело к увеличению примерно в 2 раза мощности верхнего мела в его пределах [45].

Восточным ограничением Гудилковского прогиба служит Зунда-Талгинская седловина с глубиной залегания фундамента около 2,3 км. К востоку от нее происходит резкое (примерно в два раза) расширение системы Манычских прогибов с дифференциацией на отдельные субпараллельные частные прогибы и валы.

На севере, на границе с кряжем Карпинского, расположен Чограйский прогиб с глубинами залегания фундамента от 5,0 до 6,5 км. В Чограйском прогибе, как и в Гудилковском, тафрогенный комплекс сложен мощной (около двух километров) преимущественно глинистой толщей отложений, подвергшейся достаточно интенсивным деформациям. В перекрывающих отложениях платформенного чехла прогибы отражения не находят.

Протяженным субшироотно ориентированным Дадынским валом Чограйский прогиб отделен от расположенного южнее Восточно-Манычского прогиба. На юге он граничит с Прикум-

ской системой поднятий, на западе Величаевско-Максимокумским валом отделен от Арзгирского прогиба.

В целом зона Манычских прогибов по поверхности фундамента представляет сложно построенную, расчлененную высокоамплитудными разрывами структуру, выполненную мощной призмой отложений пермо-триасового комплекса, подвергшегося достаточно значительным деформациям в раннекиммерийскую эпоху. Подошва плитного комплекса относительно выровненная, и только единичные структуры находят в ней свое отражение.

Наиболее крупными структурными элементами Центрального и Восточного Предкавказья являются Ставропольский свод, Западно-Ставропольская впадина, Прикумская система поднятий, Восточно-Ставропольская впадина и Ногайская ступень.

Ставропольский свод – крупная изометрическая поперечная по отношению к общему кавказскому простиранию структура. Фундамент сложен метаморфизованными породами верхнего девона и нижнего карбона, прорванными верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями. В пределах свода выделяется ряд более мелких структурных элементов: Северо-Ставропольский вал, Тищенский прогиб, Камбулатская терраса, Приманычская моноклираль, Мирненская зона поднятий, Грачевско-Благодарненская зона поднятий, Южно-Ставропольский вал, Сенгилеевская седловина. Ставропольский свод выделяется в пределах всех структурно-формационных и стратиграфических комплексов осадочного разреза. Глубина залегания складчатого основания составляет в среднем 1 – 2 км. Переходный комплекс пермо-триаса залегает в глубоких грабенах центральной и западной части свода, заполненных красноцветными терригенными толщами континентального происхождения. Платформенный осадочный чехол начинается с отложений нижнего мела.

Западно-Ставропольская впадина разделяет Азовский выступ и Ставропольский свод. Возраст основания осадочного чехла впадины в основном среднепалеозойский (раннекаменноугольный), залегающий на глубинах от 2 км на севере до 3,5 км на юге. По поверхности фундамента выделяется ряд более мелких тектонических структур: Ладовский прогиб, Расшеватское поднятие, Григорополисская моноклираль, Сальский вал, Соко-

ловско-Алексеевская система поднятий и Калниболотский выступ.

Западно-Ставропольская впадина вырисовывается как крупная, очень пологая структура с общим наклоном поверхности в южном направлении, выполненная в основном меловыми и более молодыми отложениями вместе с присутствующим местами триасом, а в южной ее части небольшими по мощности отложениями юры. Выделяется в структуре всех комплексов без существенных пликативных нарушений.

Прикумская система поднятий представляет собой сложную структурно разнородную систему тектонических элементов, ступенчато погружающихся к востоку. В этом же направлении растет мощность осадочного чехла. Характерной особенностью является сокращенный стратиграфический диапазон и незначительные мощности пермо-триасовых отложений (иногда полное их отсутствие).

В западной части Прикумской системы выделяется Петропавловское, а восточной – Озек-Суатское поднятия. На юге располагается Ачикулакский вал. Эти положительные тектонические элементы разделены Кумским прогибом, выполненным отложениями переходного комплекса пермо-триасового возраста. На севере последний открывается в Арзгирский прогиб, на востоке – в Капиевский.

В современной структуре юрского и мелового комплексов Прикумской системы поднятий находят отражение основные структуры доюрских отложений, но в значительно более пологих формах. В структуре третичных комплексов Прикумская система поднятий как тектонический элемент не выделяется: в западной части в палеогеновом комплексе это структурная терраса, в восточной – слабо дифференцированная моноклираль.

Восточно-Ставропольская впадина располагается к юго-востоку от Ставропольского свода. Складчатое основание залегает на отметках от 2 км на западе до 6 км на востоке. Основными структурными элементами, осложняющими впадину, являются: Темнолесский прогиб, Яшкульское поднятие, Спицевский прогиб, Журавское поднятие, Чернолесский прогиб.

Ногайская ступень расположена южнее Прикумской системы поднятий. Представляет собой моноклираль, наклоненную к югу и осложненную по нижним комплексам чехла малоамплитудными локальными поднятиями. По поверхности фундамента, которая также наклонена в сторону передового прогиба, Ногайская ступень представлена сложной системой поднятий и прогибов. Последние выполнены мощными вулканогенными отложениями при подчиненном значении карбонатных пород триаса (общая мощность более 1,5 км). Поверхность складчатого фундамента погружается на глубину от 4000 до более 6000 м. В состав ступени входят Степновское поднятие, Березкинский прогиб, Орта-Тюбинское поднятие (Дагестан). Юрские отложения в пределах ступени развиты лишь узкой полосой на юге. Платформенный чехол в пределах остальной части ступени начинается отложениями нижнего мела.

Северная моноклираль Центрального Кавказа является орогенной структурой, вовлеченной восходящими движениями Кавказа в неоген-четвертичное время, разделяющая краевые прогибы. В ее пределах выделяются Малкинское поднятие, где породы фундамента выходят на дневную поверхность, Кисловодская ступень и Минераловодский выступ. Глубина залегания фундамента в пределах Минераловодского выступа составляет от 1000 на юге, до 2500 м на севере. Здесь развиты многочисленные магматические диапиры, сложенные кислыми и щелочными породами.

В западной части Предкавказья к югу от Азовского выступа располагается Иркиевская впадина с глубиной залегания фундамента до 3,5 – 4,5 км. Широким площадным распространением в ее пределах пользуются отложения пермо-триаса, достигающие мощности более двух километров в Староминском тафрогене, сокращаясь до 500 м в пределах горстов [43]. Дислоцированность отложений значительна ($40 - 45^\circ$ и более).

Каневско-Березанская система поднятий представляет собой узкую протяженную структуру дугообразной формы, обращенной выпуклой стороной к северо-востоку. Западную субширотную ее часть составляет Каневский вал, отделенный глубокой мульдой от ориентированного в северо-западном направлении

Березанского вала. Общая протяженность системы поднятий около 300 км. В структуре фундамента ей отвечает крупная грабенообразная структура, выполненная дислоцированными отложениями пермо-триаса.

Северное (для Березанского вала – северо-восточное) крыло платформенного вала прилегает к высокоамплитудному надвигу, поверхность которого выполаживается с глубиной [59, 67].

К юго-востоку Березанский вал кулисообразно подставляется Адыгейским выступом, а на западе этот структурный элемент продолжается на акваторию Азовского моря, стыкуясь с Азовским валом, составляя вместе с ним крупную линейную инверсионную структуру.

К югу от Каневско-Березанской системы поднятий располагается Тимашевская ступень, представляющая собой пологую моноклираль с глубиной залегания фундамента от 3,0 км на севере, до 6,0 – 10,0 км на юге в зоне сочленения с Западно-Кубанским передовым прогибом. Южная ее часть осложнена субширотным Динским валом.

Более крупным структурным элементом молодой платформы является субмеридионально ориентированная Восточно-Кубанская впадина. Отличительной ее особенностью является наличие мощного разреза ниже-среднеюрских терригенных отложений, сменяемых соленосно-карбонатными толщами верхней юры. Присутствуют в разрезе и отложения пермо-триаса, дислоцированность которых, судя повсему, не высокая. Фундамент в основной части впадины погружен на глубину свыше 8 км, воздымаясь к бортам на отметки 4 – 5 км.

На востоке через Беломечетский прогиб впадина сопряжена с Минераловодским выступом.

3.5. Закаспий

Строение фундамента

Обобщение материалов глубокого бурения, сейсморазведки, магнито- и гравиразведки позволило составить схему внутреннего строения фундамента исследуемого региона (рис. 14). Ее анализ свидетельствует о достаточно широком развитии в теле

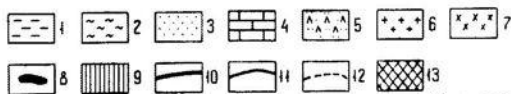
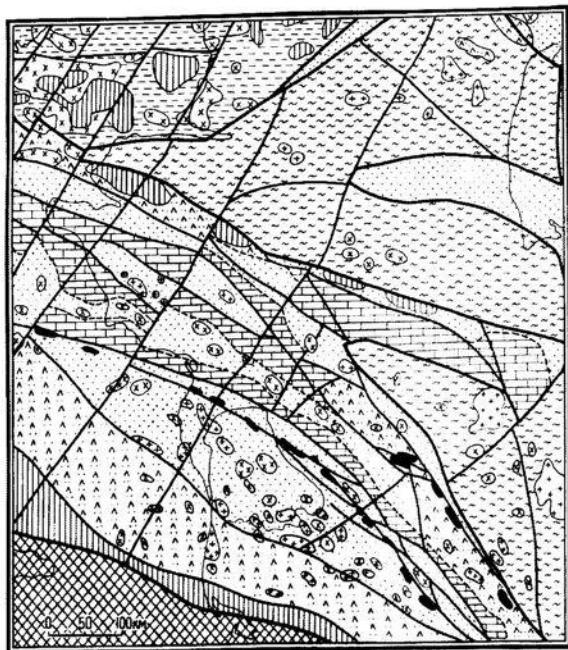


Рис. 14. Схема внутреннего строения фундамента запада Туранской плиты.

1 – докембрийский складчато-метаморфический комплекс Прикаспийской впадины, 2 – байкальские (?) складчато-метаморфические комплексы, 3 – терригенно-сланцевые и 4 – карбонатно-сланцевые формации прогибов типа краевых морей, 5 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные формации, 6 – гранитоиды, 7 – интрузии повышенной основности, 8 – гипербазиты, 9 – базиты и ультрабазиты нерасчлененные; разломы: 10 – главные, 11 – второстепенные, 12 – границы тектонических зон, 13 – альпийская складчатая система.

фундамента карбонатных толщ, слагающих, судя по всему, синклинорные зоны. В силу магнитной «стерильности» они отчетливо отражаются в геомагнитном поле в виде глубоких региональных минимумов [72]. Кроме того, в районах их распространения зафиксированы максимальные значения граничных скоростей сейсмических волн (6200–6400 м/с), что характерно для зон с карбонатным типом разреза.

В пределах Закаспия намечается четыре синклинорных зоны. Юго-западная, наиболее протяженная, трассируется вдоль

Карабогазского геоблока, как бы обрамляя его с северо-востока. Две другие располагаются в центральной части Южного Мангышлака и разделены между собой Дунгинско-Шалабайским антиклинорием. Четвертая зона намечается в районе Центрального Устюрта. Помимо отмеченного Дунгинско-Шалабайского выделяется еще два протяженных антиклинория: Центрально-Мангышлакско-Карашорский и Песчаномысско-Кумсебшенский. Ширина структурных зон не превышает первых десятков, а протяженность исчисляется сотнями километров. На продолжении зон в Предкавказье находятся Донбасско-Промысловский, Предкавказский синклинории и Егорлыкско-Ипатовская зона (по А.А. Белову [6]) или Манычский антиклинорий (по А.И. Летавину [44]), сложенные терригенно-сланцевыми формациями типа краевых морей.

Непосредственно на восточном побережье Каспия карбонатные палеозойские толщи вскрыты на площадях Саура-Сегенды (Чакырганский синклинорий) [75, 76]. Здесь наряду с первично терригенными (преимущественно аргиллитовыми и алевролитовыми) породами широко представлены карбонатные разности (мергели, известняки). Известняки мелкозернистые алевролитистые, в отдельных случаях тонко песчано-алевритистые, со следами довольно интенсивной мраморизации. Мергели преобразованы в известково-алевритистые сланцы с хорошо выраженной сланцевой текстурой, а аргиллиты – в глинистые сланцы.

Породы фундамента Прикарабогазского синклинория вскрыты бурением за пределами рассматриваемой территории к северо-западу от Туаркырской антиклинали. Представлены они мощной толщей светлых мраморизованных известняков, в которых обнаружена девонская фауна [76].

Палеозойские метаморфизованные карбонатные породы Центрально-Устюртской зоны вскрыты скважинами на одноименном выступе в Каракалпакии.

Вещественный состав Песчаномысско-Кумсебшенского и Дунгинско-Шалабайского антиклинориев изучен по результатам разбуривания доюрских отложений на поисково-разведочных площадях Песчаномысского свода и Карагинской седловины. Так, на мысах Песчаный и Жиланды палеозойские породы, отно-

ствие первично осадочные породы, претерпевшие различной степени метаморфические преобразования, и магматические породы гранитоидного ряда [68, 76].

Метаморфические породы северо-западного Прикарабагзы темно-серой и черной окраски, реже зеленовато-серого цвета; обладают четко выраженной сланцеватостью, совпадающей часто с первичной слоистостью. Дислоцированность пород колеблется в широких пределах, наиболее часто встречающиеся углы наклона слоев – 45–65°. Толща в целом имеет флишеидный облик. Породы метаморфизованы в мусковит-биотитовой субфации зеленых сланцев. На участках, прилегающих к гранитоидным интрузиям, появляются минеральные ассоциации, характерные для мусковит-биотитовой субфации. Наиболее распространены микрослюдисто-кварцево-хлоритовые и полевошпато-кварцевые филлиты, слюдяные, кварцево-слюдяные, кварц-альбит-серицитовые, биотито-полевошпато-кварцевые и углисто-слюдисто-кварцевые сланцы.

На площади Южный Аламурын-Джанаорпа помимо описанных выше пород вскрыты также зеленокаменноизмененные эффузивы основного и среднего состава, а также кварц-альбит-хлорит-актинолитовые роговики. Данные породы образовались в результате регионального (с наложением контактового) метаморфизма базальтоидных пород [76].

Граниты, вскрытые скважинами в пределах рассматриваемой зоны, лейкократового облика, свежие или же подвержены вторичным изменениям. На площади Букбаш встречены гранитоиды, химический состав которых соответствует тоналитам. Возраст магматических пород, по данным определения калий-аргоновым методом, колеблется от позднего девона до позднего карбона [9].

В южной части запада Туранской плиты на границе с альпийским складчатым поясом располагается узкая зона интенсивных положительных магнитных аномалий, отождествляемая с раннекиммерийской складчатой зоной [93]. На востоке ее продолжают Дарваз-Сарыкольская и Каракульская зоны Северного Памира, а на западе, судя по всему, Малкинско-Сулакский магнитный максимум [44].

К северу от Карабогазского массива прослеживается линейная зона (ширина около 10 км) субширотных магнитных максимумов. По данным количественных расчетов глубина залегания верхней кромки магнитных масс колеблется от 4,4 до 6,0 км. Им же соответствуют и локальные аномалии повышенных значений ускорения силы тяжести. В плане данная зона совпадает с южной частью Карауданского вала (зона складчатого пермо-триаса), отделенного от Карабогазского массива крупным разломом, и может соответствовать магматическим породам основного и ультраосновного состава. Последние изучены в пределах Туаркырской антиклинали. Нахождение их совместно с кремнистыми сланцами, радиоляритами позволяет трактовать этот комплекс как выходы пород палеозойской океанической коры. Данные образования прослеживаются на запад, в акваторию Каспия, и на юго-восток до границ с альпийским складчатым поясом на расстоянии в 800 км.

В осевой части Жазгурлинской депрессии (Песчаномыско-Кумсебшенский антиклинорий) на фоне обширного регионального магнитного минимума отчетливо выделяются изометричные локальные максимумы, сгруппированные в единую линию северо-западного простирания. Количественные расчеты показывают глубину до верхней кромки магнитовозмущающих объектов около 5,1–7,4 км, что в первом приближении соответствует поверхности фундамента. Аналогичная аномальная зона, но имеющая дугообразную форму, выявлена и на мысе Песчаный. Смещены они друг относительно друга по латерали на расстояние около 35 км по крупному левостороннему сдвигу. Испытав дугообразный излом, данная зона следует далее в пределах Каспия.

Как отмечалось выше, в 60 км южнее на стыке с Карабогазским массивом располагается зона, отождествляемая с древним офиолитовым швом, на основании чего было высказано предположение о наличии здесь погребенной палеозойской сутуры [68, 72]. В таком случае описанная зона изометричных аномалий, окаймляющая ее с внешней стороны на протяжении около 500

км, может отвечать палеозойской островной дуге с магматизмом андезито-базальтового ряда.

Основные структурно-формационные зоны фундамента Мангышлака смещены по латерали по крупной Ракушечномысской зоне разломов, которая трактуется как региональный левосторонний сдвиг. На северо-востоке он утыкается в Северо-Устьюртский докембрийский массив.

Для последнего свойственно спокойное геомагнитное поле, осложненное крупными изометричными магнитными аномалиями. Поднятиям фундамента здесь обычно соответствуют минимумы наблюдаемого магнитного поля, а погружениям — максимумы. В гравитационном поле картина прямо противоположная: выступам отвечают максимумы, а депрессиям — минимумы силы тяжести. Как показали специальные расчеты, фундамент массива сложен слабомагнитными породами, а региональный магнитный фон здесь обусловлен, в основном, особенностями строения доюрского осадочного комплекса, содержащего в себе мощные линзы эффузивов среднего и основного состава [71, 72].

Вдоль южной границы Северо-Устьюртского массива трасируются линейно-вытянутые положительные магнитные аномалии, созданные магматическими породами основного, возможно, ультраосновного состава. Чрезвычайно устойчивая положительная корреляция магнитного и гравитационного полей, а также высокая положительная магнитная аномалия позволяют говорить о присутствии на глубине линз океанической коры, зажатых между древним массивом и палеозойскими складчатыми сооружениями. Данная зона уверенно следится до устья р. Волги.

Граница Северо-Устьюртского массива с Прикаспийской синеклизой проходит по высокоградиентной зоне поля (ΔT)а. Достаточно уверенно устанавливается западное окончание массива, который прослеживается в море на 30–35 км и ограничивается мощным нарушением северо-восточного направления.

Граница южной прибортовой зоны Прикаспийской впадины и Скифско-Туранской платформы на акватории Северного Каспия фиксируется полосой резкого горизонтального градиента поля (ΔT)а, испытывающей изломы в местах пересечения разлома-

ми северо-восточного простираения [72]. Южнее ее происходит смена знака геомагнитного поля, которое становится в целом отрицательным, а его структура приобретает ярко выраженный линейный характер. Выделяемые здесь аномальные зоны имеют северозападное простираение как и в юго-западной части Туранской плиты, где формирование континентальной коры в основном завершилось в конце палеозоя. Прослеживающийся на акватории Южно-Бузачинский максимум поля (ΔT) располагается на стыке разновозрастных платформ.

Тектоника доплитных комплексов

Стратиграфический объем и мощность доплитных неметаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образований во многом предопределены временем консолидации фундамента и особенностями тектонического развития региона в доюрское время. Наиболее полные в стратиграфическом отношении разрезы палеозоя установлены в пределах Северо-Устьюртского докембрийского массива, где доказано присутствие отложений верхнего девона, карбона, перми и триаса. В юго-западной эпипалеозойской части плиты (Мангышлак, Прикарабогазье, Центральный и Южный Устьюрт) в состав доплитного комплекса могут быть включены только отложения верхней перми и триаса. Верхнепермские отложения при этом локализованы здесь прежде всего в пермско-триасовых прогибах, резко сокращаясь в мощности, вплоть до полного отсутствия, за их пределами [68, 70].

Доплитный комплекс Северо-Устьюртского массива подразделяется на два структурных яруса, разделенных угловым несогласием: доверхнепермский и верхнепермско-триасовый. Отложения нижнего структурного яруса изучены слабо. Развиты они преимущественно в депрессионных зонах. Судя по наклону отражающих границ (до $15-20^\circ$), они дислоцированы несколько интенсивнее, нежели перекрывающие отложения. Кроме того, в пределах депрессий предполагается по данным высокоточной

аэромагнитной съемки развитие мощных линз вулканогенно-осадочных пород основного и среднего состава [71].

Верхнепермско-триасовые отложения в западной части Туранской плиты слагают так называемый переходный тектонический комплекс и распространены повсеместно, за исключением Карабогазского свода.

На дневную поверхность отложения перми и триаса выведены в пределах хребтов Каратау (Центральный Мангышлак), а также гор Тумгачи, Таныбай, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Беясень, Карамая (Восточный Мангышлак) и в ядре Туаркырской антиклинали. Наиболее детально структура каратауского комплекса пород изучена в обнажениях Горного Мангышлака, где закартирована сложная система кулисообразных антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания. Погружение их шарниров происходит в северо-западном направлении. Углы падения слоев на крыльях в среднем составляют $50-60^\circ$, а в ряде мест отмечено вертикальное или же опрокинутое залегание слоев.

Для различных частей триасового разреза Каратау характерна дисгармония в складчатости: более пластичные породы верхних секций разреза, слагающие центральные части синклиналей, смяты в сложную систему вторичных мелких складок различной формы. В замках некоторых из них наблюдается увеличение мощности пород по сравнению с крыльями в два-три раза в основном за счет выжимания аргиллитов и алевролитов. Более жесткие породы триаса в меньшей степени осложнены вторичной складчатостью, но зато разбиты многочисленными трещинами кливажа. Простирание дислоцированных каратауских пород (306°), что отмечалось еще в работе Н.И. Андрусова 1912 г., се-чет под острым углом ($23-27^\circ$) простирание платформенных структур, отклоняясь от них к северо-западу. Объяснение этому некоторые исследователи видят в существовании горизонтальных левосторонних перемещений, сопровождавших процессы складчатости пермо-триаса.

Высокая степень дислоцированности доюрского осадочного комплекса характерна и для территории Восточного Мангышлака. Углы падения пород колеблются в широких пределах, дос-

тигая 80-90°. Отмечается запрокинутое залегание слоев. Установлены повсеместные азимутальные несогласия простираций пермо-триаса, имеющего здесь, как и в хребтах Каратау, северо-западное простираие, и наложенных субширотных платформенных структур. Единичные случаи грубого азимутального соответствия носят случайный характер [66, 68].

Пермо-триасовые отложения в Туаркырской антиклинали обнажены на сравнительно небольших площадях у склонов возвышенностей Кизыл-Кия. Залегают они моноклинально, разбиты многочисленными разрывными нарушениями на мелкие блоки. Простираие северо-западное, падение слоев к юго-западу под углом от 25 до 45°, достигая иногда 70-80°. У южного склона возвышенности Кизыл-Кия-II падение слоев близко к вертикальному или северо-восточное под углом 80-85°.

Представления о строении закрытых районов базируется прежде всего на материалах глубокого бурения и сейсморазведки. Установлено, что южным ограничением складчатого пермо-триаса служит Жетыбай-Узеньский региональный разлом, к югу фиксируется плащеобразное залегание отложений триасового возраста [68]. Несколько увеличенные углы падения, не превышающие первого десятка градусов, отмечаются лишь на крыльях локальных поднятий.

Интенсивно дислоцированы доюрские отложения и в пределах Бузачинского полуострова [68]: на всех поисково-разведочных площадях центральной и южной его частей в керне отмечены углы падения, колеблющиеся в очень широких пределах – от субгоризонтальных до близвертикальных. Наиболее часто встречающиеся значения 45–50°. Несколько меньшие углы напластования характерны для северных площадей, где они редко превышают 25–30°, но и здесь на некоторых поднятиях зафиксированы углы в 40–65°.

Складчатый характер залегания доюрских отложений подтверждается и материалами сейсморазведки, не установившей протяженных отражающих горизонтов, но зато зафиксировавшей наличие в доюрском комплексе крупных надвигов, выполаживающихся с глубиной [66]. В структуре платформенного чехла фронтальным частям тектонических чешуй соответствуют анти-

клинальные линии. Локальные поднятия, входящие в их состав, линейной или брахиморфной формы, с крутыми короткими северными и пологими южными крыльями.

В южном направлении, в сторону осевой зоны Южно-Бузачинского платформенного прогиба, наблюдается ступенчатое погружение принадвиговых антиклинальных зон. Однако гребень каждой последующей южной линии является взброшенным относительно прилегающего крыла северной зоны с амплитудой смещения по подошве юрских отложений до 200 – 300 м. При этом наибольшая дислоцированность пермо-триаса, судя по данным сейсморазведки, отмечается в пределах фронтальных частей пластин (гребней), в то время как в межгребневых зонах в ряде случаев отмечаются непротяженные сравнительно пологие отражающие площадки (рис. 15).

Наличие горизонтальной составляющей в смещении по тектоническим разрывам внутри доюрских отложений подтверждается существованием пологих (25–30°) зеркал скольжения, описанных в керне достаточно большого числа скважин, а также

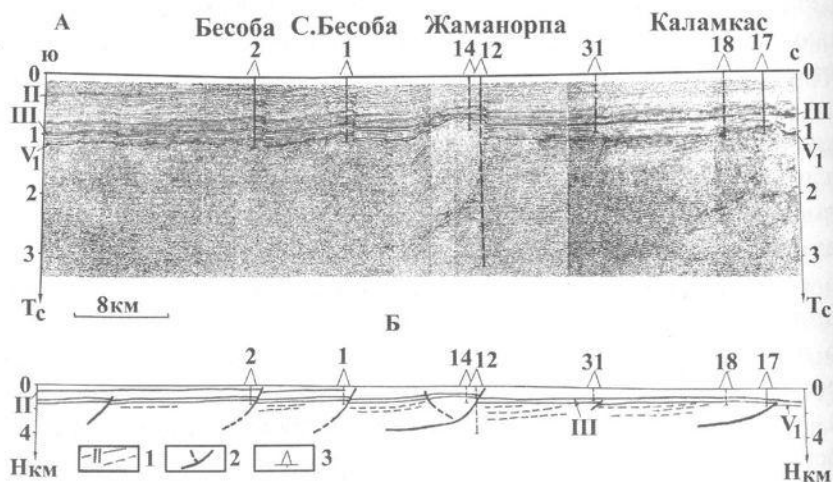


Рис. 15. Сейсмический (А) сейсмогеологический (Б) разрезы, иллюстрирующие надвиговую природу бузачинских антиклиналей.

1 – отражающие горизонты в подошве: II – сенон-туронских, III – неокомских и V₁ – юрских отложений.

вскрытие ими тектонически сдвоенных разрезом.

Следствием высокой дислоцированности отложений пермотриаса п-ова Бузачи является и повышенная их плотность ($2,60-2,70 \text{ г/см}^3$), близкая к значениям плотности пород каратауского комплекса ($2,65-2,75 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, данные сейсморазведки МОГТ и глубокого бурения свидетельствуют о проявлении предъюрской складчатости на большей части п-ова Бузачи. Северо-восточной границей складчатого пермотриаса является крупное региональное нарушение, трассирующееся по линии Каражанбас–Жаманорпа–Кызан–Кырын–Токубай [68]. С внешней его стороны в районе Северного Устюрта для доюрского осадочного комплекса свойственно пологоволнистое залегание.

В качестве восточного продолжения Мангышлакской складчатой зоны многие исследователи, вслед за А. Л. Яншиным [107], принимают Центрально-Устюртскую систему поднятий. Однако анализ естественных геофизических полей показывает генетическую разнородность этих тектонических элементов, имеющих к тому же торцовое сочленение между собой. Кроме того, как известно, в наиболее приподнятых участках Центрального Устюрта отсутствуют осадочные образования доюрского возраста, а в керне скважин Шахпахтинской ступени углы падения пород не превышают $10-12^\circ$. Восточным ограничением Восточно-Мангышлакской системы дислокаций, как это было показано ранее [68], служит Биринжинско-Тасюкский разлом, являющийся юго-восточным продолжением Кырынско-Токубайского разлома и отделяющий ее от Шахпахтинской ступени с плащеобразным залеганием доюрских отложений.

Продолжением Мангышлакской раннекимерийской складчатой зоны является Биринжикская седловина. Она ориентирована в северо-западном направлении и разделяет кулисообразно расположенные Учкудукскую и Ассак-Ауданскую депрессии. В ее пределах находят свое продолжение как антиклинальные структуры Восточного Мангышлака, так и Карашора, т.е. Биринжикская перемычка может являться связующим звеном между Мангышлакской и Карашорской складчатыми зонами. Наиболее отчетливо эта взаимосвязь проявляется в более глубо-

ких горизонтах осадочного чехла (в структуре меловых и юрских отложений). Дислоцированность доюрских отложений в районе седловины подтверждается бурением, фиксирующим углы падения триасовых толщ в $40-45^\circ$. Ундуляция шарнира Мангышлакско-Карашорской складчатой системы обусловлена наложением более молодой Южно-Мангышлакско-Устюртской альпийской системы прогибов.

Таким образом, наиболее вероятным продолжением складчатых сооружений Мангышлака является Карашорская мегантиклиналь, редуцирующаяся далее к юго-востоку в шовную зону [68]. Западным их ограничение служит, по-видимому, Аграхано-Гурьевский разлом. Общая протяженность зоны, имеющей форму гигантской дуги (рис. 16), оценивается не менее чем в 1000 км. Простираение ее совпадает с простираением выходящего на поверхность пермо-триаса Центрального и Восточного Мангышлака. Совпадает простираение складчатости и с ориентацией магнитных аномалий, секущих под углом до 30° субширотные послетриасовые платформенные структуры

Вопрос о границах Туаркыр-Караауданской складчатой зоны подробно рассмотрен в работе [61]. Ширина ее составляет 30–50 км при общей протяженности около 800 км. Также как и Карашорская зона, она вырождается в шовную зону в юго-восточном направлении. Аналогичное замыкание ее предполагается и в районе Среднего Каспия. Прямые сведения о дислоцированности пермо-триаса, помимо данных по обнажениям на Туаркыре, немногочисленны. Так, в пределах одноименной антиклинали он разбурен большим числом скважин, которые подтвердили блоковое строение доюрского комплекса. Отмечены большие амплитуды смещения по разломам (от десятков до сотен метров).

К западу от северо-восточного угла залива Кара-Богаз-Гол территория перекрыта густой сетью сейсморазведочных профилей МОГТ. Ширина зоны складчатого пермо-триаса здесь составляет около 30 км (рис. 17).

Итак, в пределах западных районов Туранской плиты в структуре доюрского осадочного комплекса выделяются крупные латеральные неоднородности, позволяющие разделить ее на 4 области: Мангышлакско-Карашорскую, Тауркыр-Караауданскую складчатые зоны – с одной стороны, Северо-

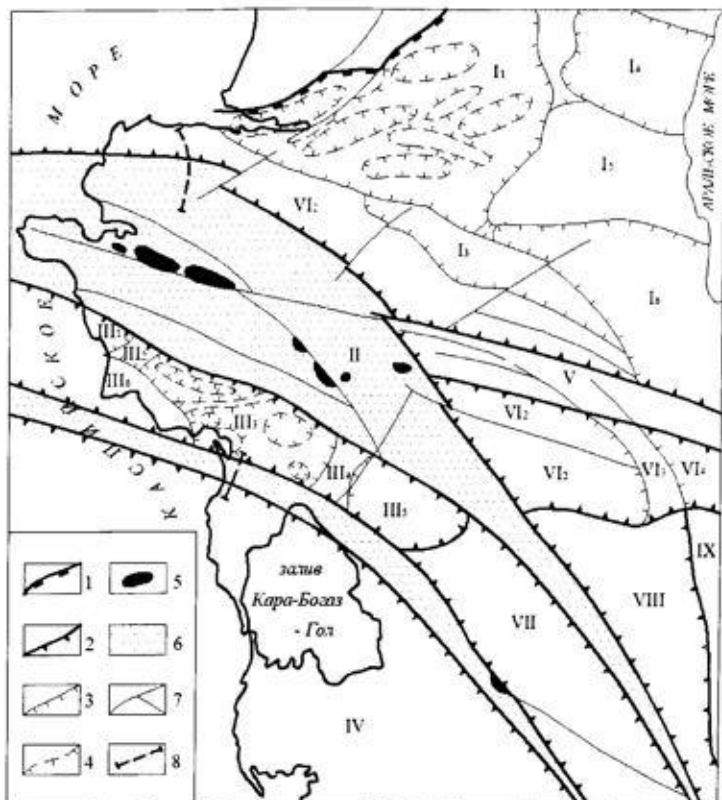


Рис. 16. Тектоническая схема доюрских отложений запада Туранской плиты.

1 – граница Туранской и Русской плит; 2–4 – границы тектонических элементов: 2 – первого, 3 – второго, 4 – третьего порядков; 5 – выходы доюрских отложений на поверхность; 6 – раннеиммерийские складчатые системы; 7 – основные разломы; 8 – местоположение сейсмических профилей (рис. 15). Цифры на схеме: I – Северо-Устьюртская синеклиза, I₁ – Култукско-самская депрессия, I₂ – Арстановско-Ирдалинская ступень, I₃ – Астауйская моноκлиналь, I₄ – Косбулакская депрессия, I₅ – Акумсукский выступ, I₆ – Барсакельмесская депрессия, II – Мангышлакско-Карашорская система дислокаций, III – Южно-Мангышлакская система прогибов, III₁ – Сегендыкская депрессия, III₂ – Карагинская седловина, III₃ – Жазгурлинский прогиб, III₄ – Карынжарыкская седловина, III₅ – Учкудукская депрессия, III₆ – Песчано-мысско-Ракушечный свод; IV – Кара-Богазский массив; V – Центрально-Устьюртская система поднятий; VI – Южно-Устьюртская система прогибов, VI₁ – Шахпахтинская ступень, VI₂ – Ассаке-Ауданский прогиб, VI₃ – Сарыкамышская седловина, VI₄ – Дарьялык-Дауданский прогиб; VII – Кумсебенский выступ; VIII – Верхнеузбойский прогиб; IX – Центрально-Каракумский массив.

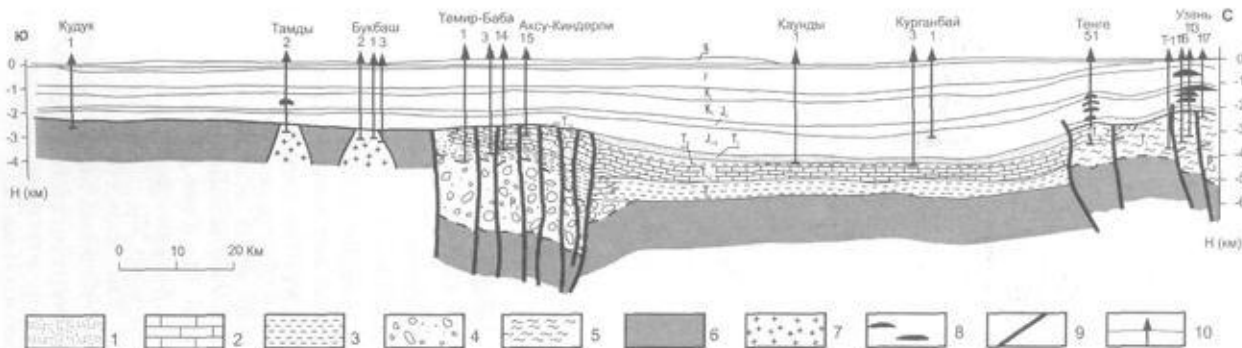


Рис. 17. Геологический разрез через западную часть Туранской плиты [68].

1–7 — доюрские комплексы: 1 — верхнетриасовый терригенный (сероцветный); 2 — нижне-среднетриасовый карбонатный; 3–4 — верхнепермско-нижнетриасовый терригенный (красноцветный): грубообломочные отложения (3), песчано-глинистые отложения (4); 5 — пермско-триасовые вулканогенно-осадочные образования; 6 — палеозойские образования; 7 — гранитоиды девонско-каменноугольного возраста; 8 — залежи углеводородов; 9 — разрывные нарушения; 10 — скважины.

Устьюртскую и Южно-Мангышлакскую с плащеобразным залеганием отложений данного возраста – с другой стороны.

Наиболее представительный сейсмический материал накоплен на Южном Мангышлаке, что дает возможность выполнить детальное тектоническое районирование (см. рис. 16). Ширина Южно-Мангышлакского геоблока составляет 60-80 км. Наиболее крупным (70×200 км) и сложнопостроенным элементом в его пределах является Жазгурлинский прогиб, разделенный узким субширотно ориентированным Байрам-Курганбайским валом (90×10-8 км) на две депрессии: Западно- и Восточно-Жазгурлинские. Первая из них имеет ассиметричное строение – широкий пологий южный борт и крутой прискладчатый северный, вдоль которого располагается узкий протяженный (90×10-15 км) Тайбагарский желоб с глубиной залегания подошвы карбонатного триаса до 5,8 км. Восточно-Жазгурлинская депрессия характеризуется значительными глубинами погружения триасовых отложений (5,4 – 6,0 км). Она осложнена изометричными Базгурлинской (50×35 км), Гюльской (20×15 км) и Демальской (25×20 км) мульдами и Кумак-Махатским выступом (35×20 км). Глубина подошвы среднего триаса в пределах последнего составляет около 4,7-4,8 км. Наиболее глубокая ее часть приурочена к Басгурлинской мульде (около 6 км). В западной части Южного Мангышлака вырисовывается в пределах суши Сегендыкская депрессия размером 40×30 км с наибольшей глубиной залегания карбонатного триаса 5,5 км. Отделена она от Восточно-Жазгурлинской депрессии Карагинской перемычкой (ширина 2025 км, при глубине залегания среднего триаса порядка 4,2 км).

Наиболее крупным положительным структурным элементом Южного Мангышлака является Песчаномысско-Ракушечный свод. Его протяженность оценивается не менее чем в 120 км, при максимальной ширине 60 км. Наименьшая глубина залегания триаса установлена в пределах мыса Песчаный (3,5 км). К востоку отмечается постепенное погружение триасовых отложений до глубины 4,3-4,5 км в районе мыса Токмак.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о гораздо более широком площадном проявлении раннекембрийской складчатости, чем это считалось ранее. Так, расшире-

ны к северу и к югу границы складчатого пермо-триаса Центрального Мангышлака. В состав этой зоны должны быть включены большая часть п-ова Бузачи и сопредельные районы Северного Устюрта, включая Кырынско-Токубайский послетриасовый платформенный вал, а также северный борт Южно-Мангышлакского прогиба.

Центрально-Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы послетриасовых платформенных поднятий генетически разнородны и не могут быть объединены по доюрскому комплексу отложений в единую зону. Не следует искать продолжений Мангышлакских дислокаций и в пределах Шахпахтинской ступени, где пермо-триас залегает субгоризонтально. Наиболее вероятным представляется соединение их через Биринжикскую седловину с Карашорским валом, то есть речь должна идти о Мангышлакско-Карашорской системе дислокаций, имеющей форму гигантского клина, вырождающегося в юго-восточном направлении. Субпараллельно ей расположена другая протяженная дуга – Туаркыр-Караауданская, ширина которой исчисляется первыми десятками, а протяженность – не менее 800 километров. Территориально складчатые системы совпадают с зонами прогибов, интенсивно погружавшихся в поздней перми и триасе.

Платформенный чехол

Платформенный чехол западной части Туранской плиты обладает близкими чертами строения и характеристиками основных литолого-стратиграфических комплексов в пределах рассматриваемой территории. Региональная структура юрско-палеогеновых отложений значительно упрощается по сравнению с пермско-триасовым комплексом. На большей части площади региона юрско-палеогеновые отложения представляют собой единый субгоризонтальный покровный комплекс с незначительными или умеренными проявлениями «платформенной» тектоники.

Структура платформенного чехла наглядно иллюстрируется серией структурных карт, построенных по основным реперным горизонтам (рис. 18 – 20). На них четко выделяются крупные

тектонические элементы западного замыкания Северо-Устьюртско-Бузачинской системы прогибов и поднятий, в пределах которой выделяются Колтыкский и Бейнеуский прогибы, Бузачинское поднятие с осложняющими его элементами.

Бузачинское поднятие по отложениям платформенного чехла сохраняет субширотную ориентировку и имеет размеры $260 \times 55 - 90$ км. Амплитуда его около 900 м. Поднятие осложнено локальными поднятиями и дизъюнктивными нарушениями. Сводовая часть свода расположена на суше, западное замыкание находится в акватории Каспия. От наиболее высокой части в западном направлении происходит плавное погружение подошвы меловых отложений от 0,5 км до 1,2 км. Поднятие в целом симметричное, и только на участке сопряжения с Южно-Бузачинским прогибом крутизна южного крыла увеличивается. От свода поднятия во всех направлениях нарастает мощность и полнота разреза юрско-меловых отложений. Среди многочисленных нарушений одним из основных является установленный на суше Каражанбас-Жаманорпинский разлом, имеющий субширотную ориентировку и амплитуду около 250 м.

Южно-Бузачинский прогиб также ориентирован субширотно, имеет размеры $190 \times 20 - 35$ км и глубину около 900 м. Прогиб характеризуется симметричными бортами, выположенной восточной центриклиналью с отметками подошвы мела -1,7 км и более погруженной – западной, в акватории Каспия, с отметками нижнего мела -2,4 км. В пределах прогиба увеличивается мощность и стратиграфический диапазон юрско-меловых отложений.

Мангышлакский блок характеризуется сложным и закономерно организованным строением. Мангышлак-Южно-Бузачинский сектор этого блока имеет четко выраженную линейную структуру, которая представлена системой относительно узких поднятий и прогибов северо-западного простирания. Глубина залегания фундамента в прогибах достигает 8–10 км (Северо-Каратауский – 10,5 км, Чакырганский – 9–9,5 км, Южно-Мангышлакский – 8,5 км), линейные размеры составляют 250–350 км по простиранию и 25–50 км в поперечнике. Системой разломов, главными из которых являются Северо- и Южно-Каратауский, Северо- и Южно-Беке-Башкудукский, глубокие



Рис. 18. Структурная карта по подошве платформенного чехла [68].

1 – стратизогипсы, км; 2 – разрывы; 3 – зоны отсутствия отложений данного возраста; 4 – условные границы.

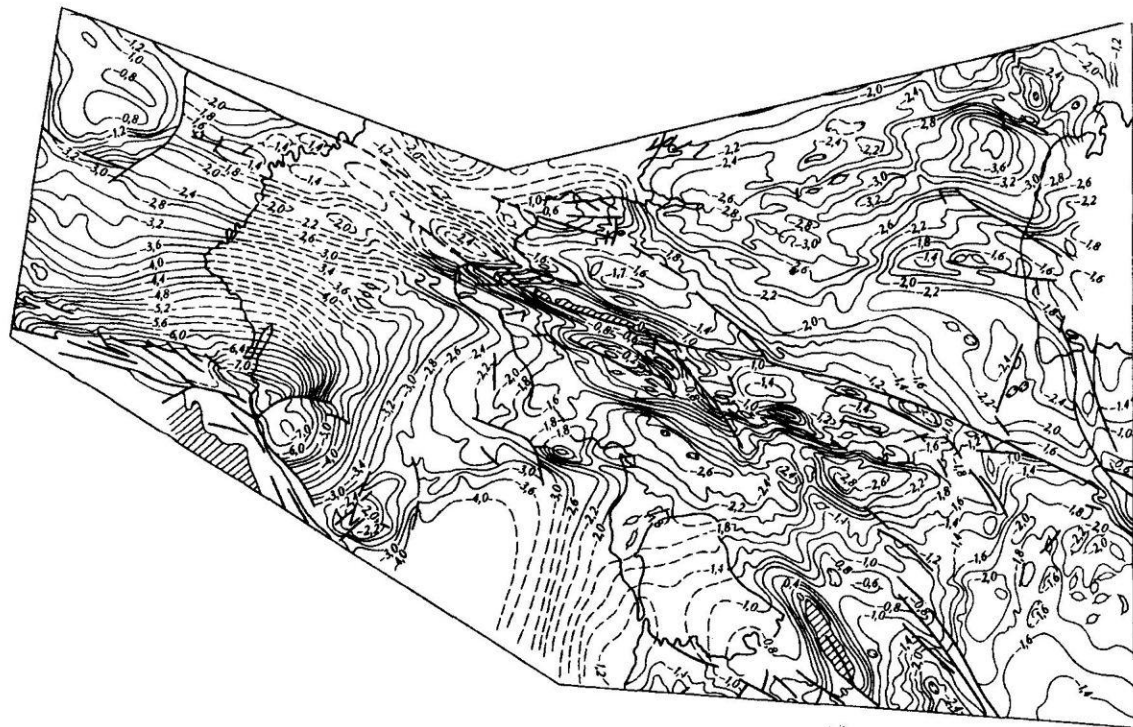


Рис. 19. Структурная карта по подошве меловых отложений [68].
Условные обозначения см. на рис. 18.

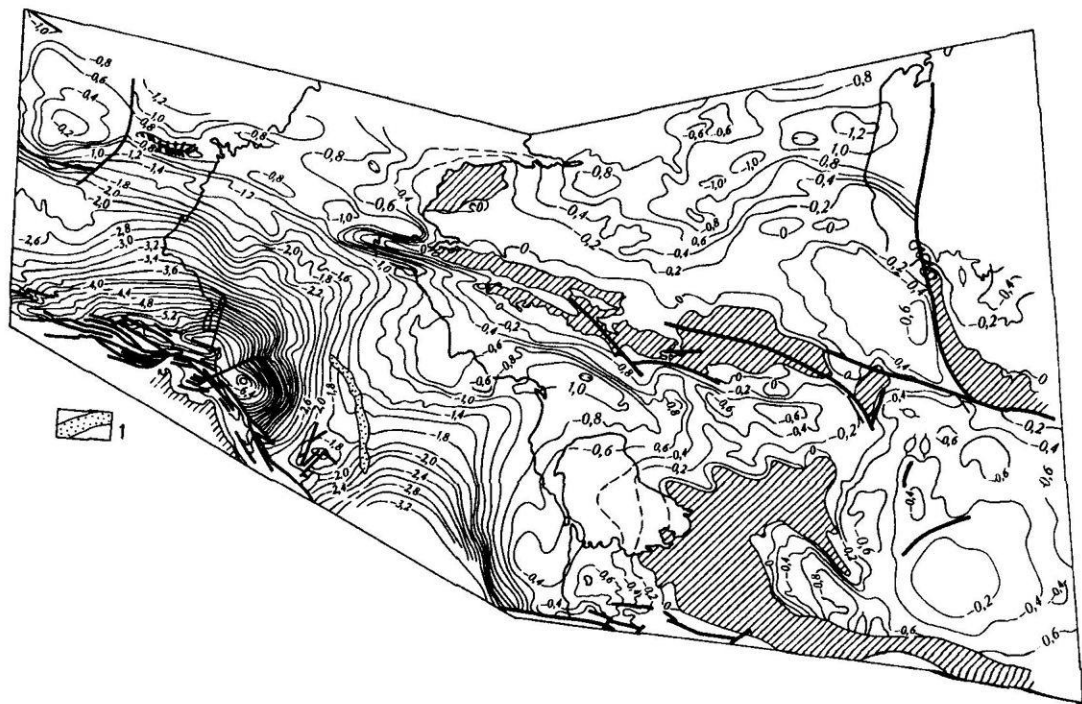


Рис. 20. Структурная карта по подошве палеогеновых отложений [68].
1 – погребенный врез палеоволги. Остальные условные обозначения см. на рис. 18.

прогибы отделяются от узких (примерно 20 км) и протяженных (до нескольких сотен километров) поднятий – мегантиклиналей.

Линейно вытянутые Мангышлак-Южно-Бузачинские структуры резко затухают примерно на меридиане 49° и срезаются региональным Аграханско-Гурьевским разломом, выделенным по гравитационным и магнитным полям. Вдоль разлома фиксируется северо-восточный сдвиг основных структурных элементов фундамента Мангышлака и смена характера геофизических аномалий.

В структуре платформенных юрско-палеогеновых отложений горные сооружения Каратау, Беке-Башкудукского вала и их морское продолжение выделяются значительно возрастающей тектонической нарушенностью. Также значительно варьируют и суммарные мощности юрско-четвертичного комплекса – от первых сотен метров в сводах антиклинальных структур до нескольких километров в областях прогибов. Тюб-Караганская антиклинальная зона основной своей частью расположена на суше и замыкается на северо-западе в 30 км от береговой линии. Размеры ее 100×20 км. В акватории на продолжении этой структуры расположено Западно-Мангышлакское поднятие. Оно отделено от Тюб-Караган-Каратауской мегантиклинали субмеридиональным нарушением и не является непосредственным морским продолжением данной структуры. Амплитуда поднятия достигает 500 м, размер по длинной оси достигает 120 км.

Чакрыганский прогиб, выделяемый южнее Каратауской мегантиклинали, не распространяется в акваторию Каспия, а нижнемеловые отложения наиболее погружены до 2,5 км в его западной части. Суммарная протяженность прогиба 280 км при максимальной ширине 15 км.

Южнее располагается Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов, простирающаяся от берегов Каспия на восток более чем на 500 км. Большую ее часть занимают депрессии разделенные седловинами (с запада на восток): Сегендыкский структурный залив, Карагинская седловина, Жазгурлинская депрессия, Карынжарыкская седловина, Учкудукский прогиб, Биринжикская седловина, Ассак-Ауданский прогиб, Сарыкампышская седловина и Дарьялык-Дауданский прогиб. Максимально

погружена подошва платформенного чехла в пределах Жазгурлинской депрессии, где мощность мезозойско-кайнозойских отложений достигает 4,5 км. Глубина других депрессий к востоку уменьшается.

В западной части Южно-Мангышлакско-Устюртской системы прогибов располагается Песчаномысское поднятие, которое частично расположено на суше, но основная часть – в акватории Каспия. Поднятие имеет близкую к изометричной форму и размеры 190x120 км, амплитуда достигает 700 м.

Центрально-Туркменская область поднятий состоит из Центрально-Каракумской и Карабогазской зон сводовых поднятий, разделенных крупной Туаркырской зоной линейно-вытянутых поднятий и прогибов. Они охватывают восточную часть Среднего Каспия, залив Кара-Богаз-Гол, Красноводский полуостров, Чильмамедкумы, Туаркыр и сопредельные площади Карашора, Учтаганских и Черкезлинских песков. Границами области на севере служат Туаркырский и Капланкырский, а на юге – Северо-Кубадаг-Северо-Балханский разломы. Область характеризуется высоким уровнем гравитационного поля и резко сокращенной мощностью земной коры. Глубина залегания ее подошвы составляет здесь 28–30 км, и она резко погружается в северном (49 км) и южном (53 км) направлениях. Линейные зоны резкого увеличения мощности земной коры, как правило, соответствуют крупным разломам, одновременно являющимся границами рассматриваемой области.

Карабогазская тектоническая зона почти полностью занимает залив Кара-Богаз-Гол и восточную часть Среднего Каспия и является крупным структурным элементом платформы со сравнительно неглубоким залеганием пород фундамента (1,0–2,5 км). В течение позднего палеозоя, триаса и юры она представляла собой устойчивый выступ, служивший источником сноса для окружающих прогибов.

Туаркырская тектоническая зона охватывает обширную территорию, ограниченную с севера и северо-востока Капланкырским, а с юга и юго-запада – Туаркырским разломами. В современном структурном плане в составе зоны выделяются следующие крупные тектонические элементы: Туаркырский вал, Кум-

себшенский выступ, Карашорский вал, Учтаганский прогиб и Сакар-Гядынский выступ. Почти все они имеют удлиненную форму, строго ориентированную в северо-западном направлении.

При сравнении структурных карт по различным стратиграфическим уровням видно, что в целом региональный структурный план сохраняется при увеличении его контрастности с глубиной. Субширотно ориентированные платформенные тектонические элементы во многих случаях являются наложенными относительно более древних герцинских и раннекаimmerийских.

История становления консолидированной коры

В истории геологического развития западной части Туранской плиты, заключенной между Аральским и Каспийским морями, можно выделить три основных этапа: допозднепермский, позднепермско-триасовый и юрско-четвертичный [68]. Неравномерность фактического материала, определяющего наши знания о том или ином комплексе пород, обуславливает неодинаковую достоверность, а порой и определенную схематичность изложения последовательности геологических событий. Особенно это касается доюрских этапов, изученных наиболее слабо.

Допозднепермский этап. Достоверные сведения, позволяющие высказать какие-либо определенные суждения о тектоническом развитии региона в докембрийское время и в первой половине палеозоя, на сегодняшний день отсутствуют. Представления ряда исследователей о широком развитии в фундаменте запада Туранской плиты докембрийских массивов континентальной коры (Южно-Мангышлакского, Северо-Устьюртского, Карабогазского и Каракумо-Байсунского) основываются прежде всего на старых геофизических материалах и в значительной степени на общегеологических предпосылках. Многие из них впоследствии не нашли подтверждения и опровергаются фактическим материалом, полученным в последнее время [68, 71, 75 и др.]. На сегодняшний день с достаточной уверенностью можно говорить о докембрийском возрасте Северо-Устьюртского и, вероятно, Каракумо-Байсунского массивов, которые могут являть-

ся осколками существовавшей ранее эпибайкальской платформы. Большая же часть запада Туранской плиты сформирована на месте складчатой области, возникшей из Палеотетиса. История его формирования в начальные периоды еще далеко не ясна и трактуется по-разному: одни исследователи связывают его образование с деструкцией нормальной континентальной коры, другие – с явлениями рифогенеза в области субконтинентальной коры, разделявшей древние платформы, либо с усилением явлений спрединга в пределах океанического Прототетиса и его окраин. В последнем случае Палеотетис рассматривается как преимущественно унаследованная структура северной части области Прототетиса. Время его возникновения окончательно не установлено и оценивается от позднего рифея до начала ордовика.

В раннем и среднем палеозое районы, имеющие в основании океаническую кору, существовали, вероятно, между Северо-Устьюртским массивом и юго-восточным углом Восточно-Европейской платформы, а также юго-западной части рассматриваемой территории – в Туаркырской и Карашорской (?) зонах. Возможно, что такая же зона существовала между Северо-Устьюртским и Каракумо-Байсунским массивами; через нее осуществлялась связь с Урало-Монгольским океаном. Насколько широки были эти области и какими отличались особенностями, сказать что-то определенное сегодня сложно по причине нехватки фактического материала.

Процессы расширения и углубления океана Палеотетис продолжались до силурийского и девонского периодов, но уже в середине силура отмечаются первые складчатые движения, сопровождавшие формирование массивов гранитно-метаморфического слоя [6, 68]. Дальнейшая дифференциация тектонических условий в Палеотетисе происходит в девоне. Структуры типа островных дуг среднего палеозоя установлены в Альпах, на Балканском полуострове и Кавказе. Вполне вероятно, что аналогичную природу имеет и предполагаемая по материалам аэромагнитной съемки палеозойская цепь вулканов, трассирующаяся на расстояние около 500 км вдоль внешней стороны Туаркыр-Караауданского линейного магнитного максимума, маркирующего развитие пород основного и ультраосновного ря-

дов [68]. В среднем палеозое можно допустить существование красных и внутренних морей, в которых происходило накопление терригенно-сланцевых и карбонатных формаций, вскрываемых в последние годы глубокими скважинами во многих районах юго-запада Туранской плиты [38, 75, 76,]. Близкие им по составу и генезису комплексы известны и в Предкавказье [6], что позволяет высказать мнение о существовании в этих районах в середине палеозоя зоны с корой переходного типа.

Более интенсивные процессы сжатия и скупивания горных пород на пространстве Палеотетиса происходят в карбоне. В этот период отмечается интенсивная гранитизация антиклинорных зон. Растущие острова новообразованной континентальной коры служат поставщиком обломочного материала, накапливающегося в карбоне-ранней перми в морских водоемах (комплекс нижних-моласс) и обнаруженные в ряде районов юго-запада Туранской плиты [68, 75, 76]. Характерным является присутствие среди них литокластовых граувакк, которые могут служить доказательством проявления мощных горизонтальных движений. Появление в верхних секциях доверхнепермского разреза кварцевых песчаников и аркозовой дресвы связано с увеличением денудационного среза островных поднятий и выходом на дневную поверхность более глубоких горизонтов земной коры.

К началу поздней перми в пределах рассматриваемой территории в основном завершилось формирование новой континентальной коры, за исключением, вероятно, Туаркырского и Мангышлакско-Карашорского внутриконтинентальных (на данной стадии развития) прогибов. Не исключено, что в их пределах могли сохраниться реликтовые участки с океанической корой. Сегодня трудно судить об их ширине, но, несомненно, что она была существенно больше возникших на их месте складчатых зон.

Таким образом, к концу палеозоя в пределах Арало-Каспийского региона в целом была сформирована складчатая структура варисцид. Показателями наличия новой континентальной коры могут служить вулканоплутонические ассоциации, а также широко распространенная красноцветная, более грубая по составу, аридно-континентальная молассовая или молассовидная

формация верхней перми-нижнего триаса — свидетель горообразовательных процессов.

К югу от Карабогазской зоны располагается остаточный бассейн Палеотетиса [6], вдоль края которого существовал краевой вулканический пояс, выделенный А.А.Моссаковским.

Позднепермско-триасовый этап. Характерной чертой данного этапа является существование таких структур, как Мангышлакско-Карашорская и Туаркырская зоны внутриконтинентальных прогибов возможно с сохранившейся корой океанического типа и областей, вовлеченных в орогенез. Однако, судя по имеющимся данным, интенсивность горообразовательных процессов была невелика и к началу триасового периода возникшие поднятия были в значительной степени сnivelированы эрозией. Причиной существования остаточных прогибов, а также слабо выраженных орогенических движений является, вероятно, отсутствие полного смыкания новообразованных блоков континентальной коры на заключительных стадиях герцинской эпохи тектогенеза. Подтверждением этому может служить достаточно широкое распространение остаточных океанических бассейнов в районах закрывающегося океана Палеотетис.

Красноцветные грубообломочные отложения верхней перми в пределах юго-западной части Туранской плиты локализуются прежде всего в остаточных прогибах — Мангышлакско-Карашорском и Туаркырском, где их толщина достигает 1300 и 3700 м соответственно [70]. Наличие в их составе туфогенного материала свидетельствует о продолжающейся вулканической деятельности. Значительная часть территории была охвачена орогеническими движениями и служила поставщиком обломочного материала. Однако уже в раннем триасе на большей части рассматриваемой территории, исключая Каракумско-Карабогазскую зону поднятий, происходит формирование пестроцветной тонкой молассы. В ее составе наиболее широко распространены фации глинистых и песчанистых, с примесью пирокластики, осадков, накопление которых происходило в условиях аридного климата в своеобразном обширнейшем крайне мелководном водоеме, временами имевшем связь с открытым морем.

В целом для раннетриасового времени характерны озерные, аллювиально-озерные, аллювиальные, аллювиально-дельтовые фации. Периодически территория, и прежде всего Мангышлак, перекрывалась мелководным морем, на что указывают фаунистические находки и глауконит. Наиболее часто море ингрессировало в пределы Центрального Мангышлака и Туаркырского прогиба, где формировались маломощные прослои известняков, содержащие фауну аммоноидей.

"Пестрый" тип распределения малых химических элементов по петрографическому профилю и повышенное во много раз по сравнению с кларковыми содержание малых элементов в песчаниках свидетельствуют о преобладании механической дезинтеграции материнских пород и о слабо развитых процессах химического выветривания в области питающей провинции [55]. На это же указывают слабая измененность обломочного материала и хорошая сохранность железосодержащих минералов.

На рубеже нижнего и среднего триаса отмечается слабая активизация тектонических движений, сопровождавшаяся воздыманием территории и размывом накопившихся ранее отложений.

Среднетриасовые отложения трансгрессивно залегают на подстилающих образованиях. Их седиментация протекала в достаточно сложных и разнообразных условиях [60, 70]. Так, в пределах Северного Устюрта происходило накопление терригенных пестроцветных толщ с примесью туфогенного материала. Обломочный материал, слагающий песчано-алевролитовые разности, средней окатанности. В его составе – кварц, выветрелые полевые шпаты, слюды, метаморфические сланцы. Отмечены микроконкреции карбонатов, стяжения гидроокислов железа, ходы илоедов, следы жизнедеятельности червей. В верхах среднего триаса достаточно высоко содержание углефицированных растительных остатков.

Южно-Мангышлакский разрез среднего триаса существенно отличается от Северо-Устюртского, что обусловлено существованием здесь морских условий седиментации и формированием преимущественно карбонатных толщ [74]. Их накопление сопровождалось активной подводной вулканической деятельностью.

По-прежнему область максимального осадконакопления (более 1000 м) приурочена к Центрально-Мангышлакской зоне. Установлены среднетриасовые отложения, но в существенно меньшем объеме, и в пределах Караауданской зоны (западное продолжение Туаркыра). По расчетам В.В. Бобылева и Н.П. Гречишникова в этом районе фиксируется резкое катагенетическое несогласие на границе юры и среднего триаса, что может быть обусловлено крупным (первые километры) эрозионным срезом последнего, а возможно, и верхнего триаса.

На большей части Южного Устюрта и Севера Туркмении среднетриасовые отложения, судя по всему, не накапливались, за исключением, вероятно, Учкудукского прогиба, где по данным сейсморазведки предполагается присутствие в разрезе не только среднего, но и верхнего триаса.

Сероцветный терригенный комплекс верхнего триаса трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях. На Мангышлаке в его основании выделяется песчано-гравелитовая толща в первые десятки метров. В ее составе присутствуют гравелиты, песчаники и туфо-песчаники, переслаивающиеся с прослоями аргиллитов, туфо-аргиллитов и туфов. Характерной особенностью псефитового и псаммитового материала всей толщи является преобладание в его составе хорошо окатанных обломков фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, реже гранит-порфиров при незначительной примеси эффузивов среднего состава, микрокварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев. Формирование отложений на Мангышлаке происходило в прибрежно-морских и континентальных водоемах.

Сероцветный комплекс верхнего триаса в пределах Северного Устюрта сохранился от предъюрского размыва в наиболее погруженных участках территории. Для терригенных пород, слагающих комплекс, характерны наличие сидерита и каолинита, низкая степень полимиктовости и высокая химическая зрелость пород, свидетельствующие о гумидизации климата и широком развитии процессов химической дезинтеграции пород в питающей провинции.

Таким образом, триасовый период геологического развития Мангышлака и Устюрта отвечает крупному циклу осадконакоп-

ления, начало которого приходится на вторую половину перми. Если в индский век осадконакопление протекало в континентальной обстановке и контролировалось, как и в предшествующий период, зонами пермско-триасовых прогибов, то в оленекский век в погружение уже вовлекается обширная территория запада Туранской плиты. На этот рубеж приходится начало смены континентальной обстановки осадконакопления на морскую. В это время море с запада ингрессирует в пределы Мангышлака и Устюрта.

С рубежом нижнего и среднего триаса связано начало нового, более низкого порядка, цикла осадконакопления. На Мангышлаке устанавливается морской солоновато-водный режим седиментации, что нашло отражение в составе среднетриасовой фауны [13, 70]. На Северном Устюрте господствовали прибрежно-морские условия осадконакопления. В этот период отчетливо намечается гумидизация климата. В целом строение и состав средне- и верхнетриасовых комплексов отражают специфику тектонического режима, контролировавшего обстановку формирования слагающих его толщ. Так, если в строении нижней части разреза весомая роль принадлежит вулканокластическому материалу, то в верхней части он отсутствует, т.е. можно говорить о перестройке тектонического режима в пределах рассматриваемого региона, приведшей к прекращению вулканической деятельности. Фиксируется этот рубеж песчано-гравелитовой толщей нижнего триаса, во время накопления которой отмечается последний слабый всплеск активизации вулканизма, сопровождавшийся кратковременным воздыманием территории и размывом ранее сформировавшихся отложений [74].

На западе Туранской плиты осадочные образования, выполняющие Туаркыр-Караауданский и Мангышлакско-Карашорский прогибы, были смяты в сложную систему складок на рубеже триаса и юры. Возникшие на их месте горно-складчатые сооружения были сnivelированы уже к началу средней юры.

В это же время происходит закрытие и остаточного прогиба к югу от Карабогазского массива, знаменуя тем самым завершение формирования коры континентального типа на всем пространстве Арало-Каспийского региона. Начиная с юрского периода в пределах Туранской плиты устанавливается ортоплатформенный режим.

3.6. Средне-Каспийская впадина

Впадина имеет форму овала, вытянутого в северо-северо-западном направлении на 450 км, при ширине от 100 до 200 км. Она обладает несколько более крутым западным, прикавказским склоном, а ее наиболее глубокая часть – Дербентская котловина, так же несколько сдвинута в ту же западную сторону. Впадина выполнена чехлом юрско-четвертичных осадков общей мощностью до 8–10 км (см. рис. 18), причем ее максимальные значения отмечаются в полосе, примыкающей к дагестанскому побережью. Этот чехол подстилается частично дислоцированным пермско-триасовым комплексом и метаморфическим палеозойским а, возможно, и более древним фундаментом. Мощность коры под Средним Каспием составляет приблизительно 40 км, а мощность литосферы – 150 км [41].

На сейсмических разрезах осадочный чехол характеризуется как слоистая среда, в которой выделяется ряд отражающих горизонтов. Наиболее динамически выраженными из них и пролеживающимися на обширной территории являются СГ–II (внутри неогена), СГ–III (низы палеогена – верхи мела), СГ–IV (низы мела – верхи юры), а в юго-восточной части рассматриваемого региона удалось достаточно надежно закартировать и горизонт СГ–V, приуроченный к подошвенной части юрских отложений, что позволило составить серию структурных карт, раскрывающих строение платформенного чехла (см. рис. 18–20).

В северо-западной части Среднего Каспия отчетливо вырисовывается крупная депрессия, максимально погруженная часть которой, соответствующая Терско-Каспийскому краевому прогибу, расположена в придагестанской прибрежной зоне. К северу

на общем фоне моноклиналильного залегания слоев выделяются структурные носы и заливы, соответственно погружающиеся и раскрывающиеся в сторону наиболее прогнутой зоны. Самый крупный структурный залив отшнуровывается от северо-восточной части данной депрессии, огигает Песчаномыско-Ракушечную зону поднятий и, приобретая субширотную ориентировку в пределах суши, дает начало протяженной Южно-Мангышлакско-Устюртской системе прогибов.

Предкавказская зона Манычских прогибов в пределах акватории преобразуется в наклоненную в сторону Терско-Каспийского прогиба моноклинали, постепенно вырождающуюся по мере приближения к мангышлакскому побережью. В центральной части Среднего Каспия выделяется крупная зона поднятий антикавказского простирания, выделенная впервые В.И. Попковым совместно с А.Н. Гаджиевым, трассирующая от устья р. Самур на западном побережье до мыса Песчаного – на восточном и названная нами Самурско-Песчаномысской зоной транскаспийских поднятий [16, 17]. Ширина ее изменяется от 60 км на юго-западе до 100–120 км на северо-востоке. В сторону Мангышлака происходит также воздымание кровли юрских и меловых отложений. Примечательно, что эта зона прослеживается и на суше: ее продолжением в Предкавказье служит Дербентский выступ, а на Мангышлаке – Песчаномысский свод, Карагинская седловина и наиболее приподнятая часть Беке-Башкудукского вала (Карасязь-Таспасская антиклиналь). С глубиной происходит усложнение структурного плана, выделяется ряд локальных поднятий.

Таким образом, территория Среднего Каспия Самурско-Песчаномысской поперечной зоной поднятий разделена на более погруженные северо-западную и юго-восточную части. Последние так же, как и зона поднятий, погружаются в сторону альпийской области. Эта же зона транскаспийских поднятий служит южным ограничением Терско-Каспийского краевого прогиба, отделяя его от Приапшеронского, выполняя, таким образом роль, аналогичную роли Ставропольского свода в Предкавказье. К северо-востоку от Приапшеронского прогиба в качестве структурного залива располагается Казахская впадина, представляющая,

по сути его северо-восточный борт. В районе косы Ада Казахская впадина узким проливом соединяется с Жазгурлинской депрессией.

Достаточно высокое качество сейсмических материалов позволяет помимо структурных задач решить и ряд вопросов, касающихся истории формирования осадочного чехла.

Юрские отложения залегают на подстилающих отложениях с четко выраженным размывом. В нижней (большей) части разреза юрских отложений прослеживаются непротяженные отражающие площадки. Комплекс в целом не дифференцируется по внутреннему строению, и лишь в восточных районах на временных разрезах можно наблюдать слабо наклоненные отражающие площадки между субпараллельными горизонтами СГ-V и СГ-IV.

В ранне-среднеюрские эпохи в пределах Скифско-Туранской платформы происходило накопление терригенных формаций аллювиально-равнинного, континентально-бассейнового и морского (вторая половина байоса – бат) генезиса. Характер сейсмической записи говорит об аналогичном происхождении синхронных отложений и в пределах рассматриваемой акватории. Косослоистые толщи в примангышлакской зоне могут отвечать дельтовым образованиям речной системы, которая была широко развита на восточном побережье и имела западный сток [33]. Аналогичные косослоистые тела известны и в пределах п-ова Мангышлак. В конце юрского периода устанавливается морской режим осадконакопления с формированием горизонтально-слоистых толщ. Динамическая выраженность отражающих горизонтов говорит о терригенно-карбонатном составе отложений верхней юры.

Мощность отложений юрской системы в пределах Самурско-Песчаномысской зоны поднятий составляет 1,4–1,6 км, увеличиваясь в депрессиях до 1,8–2 км и сокращаясь до 1–1,2 км на сводах антиклиналей. В северо-западном направлении в сторону современного Терско-Каспийского краевого прогиба наблюдается сокращение мощности отложений юры. Колебание мощностей отложений обусловлено как конседиментационными тектоническими движениями, так и неравномерным их размывом на рубе-

же юры и мела [64, 69]. Последнее нашло подтверждение недавними результатами бурения на поднятии Ялама-Самур [63]. В отдельных случаях можно наблюдать возрастание объема нижних частей разреза за счет заполнения эрозионных понижений доюрского рельефа

Мощности отложений мелового комплекса колеблются в достаточно широких пределах – от 400 м в своде Набраньского поднятия до 1600 м в районе Сегендыкского и западной части Казахского структурных заливов. В целом же отмечается региональное уменьшение мощностей мела в западном направлении. В значительной степени это предопределено неодновременностью вовлечения в погружение различных областей описываемой акватории и неодинаковой его скоростью. Так, на временных разрезах отмечается отчетливое трансгрессивное налегание все более молодых слоев мела на эрозионную поверхность юрских отложений при одновременном их утонении по мере движения с востока на запад.

Особенности волновой картины на сейсмических разрезах позволяют говорить об отсутствии в западной части Среднего Каспия нижнемеловых и, возможно, местами нижней части верхнемеловых отложений. Выпадение из разреза нижнемеловых толщ доказано и в пределах суши в Присамурском районе Северного Азербайджана [1], что указывает на существование в этих районах обширной раннемеловой суши.

В примангышлакском секторе Каспия осадконакопление начинается в валанжинский век формированием терригенно-карбонатных отложений, также залегающих с размывом на подстилающих породах. В целом эта часть акватории испытывала в меловое время более интенсивное погружение, а в отдельные века, как, например, в альбе, существовали достаточно глубоководные условия с накоплением серий косослоистых отложений. Аналогичные образования установлены также на п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке. Предполагается, что их образование происходило в условиях шельфа.

Конседиментационные тектонические движения оказывали здесь слабое влияние на мощность осадков, в то время как восходящие подвижки, проявившиеся в преддатское время, и сопро-

вождавший их размыв существенным образом повлияли на полноту и мощность верхнего мела. Выполненная ранее оценка роли преддатского размыва на формирование структурного плана Южно-Мангышлакского прогиба показала, что наиболее интенсивно размыв проявился в пределах Песчаномысского свода и Карагинской седловины (тектонические элементы, входящие в состав Самурско-Песчаномысской зоны поднятий), в результате чего они в этот кратковременный по продолжительности отрезок геологической истории набрали 14 и 17% от своей современной амплитуды по подошве платформенного чехла [73]. На сейсмических разрезах, пересекающих морское продолжение Песчаномысского свода, можно также наблюдать постепенное постседиментационное срезание верхних горизонтов мела по направлению от депрессионных зон к приподнятым его районам, а также скачкообразное выпадение верхних частей мелового разреза при переходе от Казахского структурного залива к Карауданскому валу [17].

В раннем и среднем палеогене накапливались горизонтально-слоистые толщи преимущественно карбонатного состава. Дифференциация мощностей очень слабая, что свидетельствует о спокойной тектонической обстановке в это время.

Рубеж эоцена и олигоцена был переломным в истории развития Среднего Каспия. Интенсивность погружения дна морского бассейна резко возросла, что при недостаточном приносе обломочного материала повлекло за собой появление глубоководных некомпенсированных котловин, пространственно тяготеющих к осевым зонам передовых прогибов, образовавшихся вдоль внешнего фронта растущих складчатых сооружений Средиземноморского пояса [51]. Значительными по амплитуде нисходящими движениями впервые за весь анализируемый промежуток геологической истории была охвачена юго-западная часть описываемой акватории, а также Самурско-Песчаномысская зона. Некомпенсированный режим осадконакопления установился и в пределах Южно-Мангышлакского прогиба, где глубина бассейна достигала 600 м [89]. В прикавказской части Каспийского моря погружение, судя по всему, было еще большим.

В этой обстановке происходило накопление косослоистых клинообразных осадочных тел, выклинивающихся с запада и востока от бортов депрессии в сторону ее глубоководной части, располагавшейся в прикавказской области, где отлагались мало-мощные горизонтально-слоистые глубоководные осадки. Наличие клиноформных тел не только на западе, но и на востоке свидетельствует о существовании в этот период двух различных источников сноса. Возможно, что на границе шельфа могли создаваться благоприятные условия для формирования биогермных построек (барьерных рифов?) (рис. 21, а).

В конце майкопского времени намечается обмеление бассейна, что, вероятно, связано с началом общего воздымания территории, максимально проявившегося на рубеже раннего и среднего миоцена и сопровождавшегося интенсивным размывом накопившихся ранее отложений. На временных разрезах фиксируется соответствующая граница несогласия, но из-за сложной предшествующей истории развития территории оценить величину эрозионного среза чрезвычайно сложно.

Среднемиоценово-раннеплиоценовый этап в общих чертах характеризовался унаследованным развитием региональной структуры, заложившейся на рубеже эоцена-олигоцена. Наиболее интенсивно погружается территория Терско-Каспийского прогиба и присамурский участок транскаспийской зоны поперечных поднятий. Наличие клиноформных тел устанавливается на западе и востоке, что говорит о том, что резкие погружения, произошедшие в среднем плиоцене, вновь привели к образованию глубокой топографической депрессии в западной части Каспия, заполнение которой шло от ее бортов к центру с накоплением клиноформных осадочных тел бокового наращивания [17].

Рисунок отражений на сейсмических разрезах позволяет судить об энергетической обстановке формирования последних. Так, отдельные осадочные тела, ограниченные сверху и снизу динамически выраженными осями синфазности, сходящимися вверх и вниз по падению слоев и имеющими в целом сигмовидную форму (в виде буквы S), развиты в примангышлакском секторе Каспия, а также в присамурском районе (см. рис. 21). Такая конфигурация седиментационных тел говорит о низкоэнергети-

ческой обстановке их накопления в условиях окраины шельфа и континентального склона.

В северо-западной части рассматриваемого региона на временных разрезах, расположенных вкрест простираения пластов, отчетливо выражена косая мегаслоистость отражений, очерчивающих осадочные тела клинообразной формы. Подобный рисунок отражений свойствен высокоэнергетическим процессам латерального наращивания шельфового склона [85], что достаточно хорошо согласуется с конкретной палеогеографической обстановкой на данном отрезке геологической истории.

В среднем плиоцене произошло резкое осушение обширных пространств молодой платформы. Морской режим седиментации сохраняется лишь в глубоководной котловине Южного Каспия [50, 68, 94]. На прилегающих участках современной суши происходило образование глубоко врезуемых речных долин. Еще в 1953 г. А. Л. Яншин писал, что «при любых вариантах палеогеографических реконструкций необходимо признать, что уровень Каспийского моря в среднем плиоцене был значительно ниже уровня Мирового океана», что явилось «...стимулом энергичного врезания всей эрозионной сети, для которой базисом служило Каспийское море [107, с. 622]. Причиной этого могло служить катастрофическое погружение («провал») земной коры Южного Каспия с образованием глубокой котловины, вобравшей в себя воды всего морского бассейна [17, 68]. В итоге среднекаспийская некомпенсированная депрессия превратилась в континентальную впадину с превышением ее бортов относительно днища примерно на 1,5 км (последнее устанавливается по разнице в гипсометрии подошвы трансгрессивно налегающих акчагыльских отложений).

В среднем плиоцене дельта Палеоволги сместилась далеко к югу, достигнув Южно-Каспийской депрессии. Самурско-Песчаномысская зона явилась своего рода топографическим барьером, который и был прорезан руслом крупной реки (см. рис. 5, 6, б, в). Ширина эрозионной долины до 60 км с каньонообразным врезом в центральной части глубиной 200–600 м при ширине от 5 до 15 км. Прослежен этот врез на расстоянии около 200 км [16, 17].

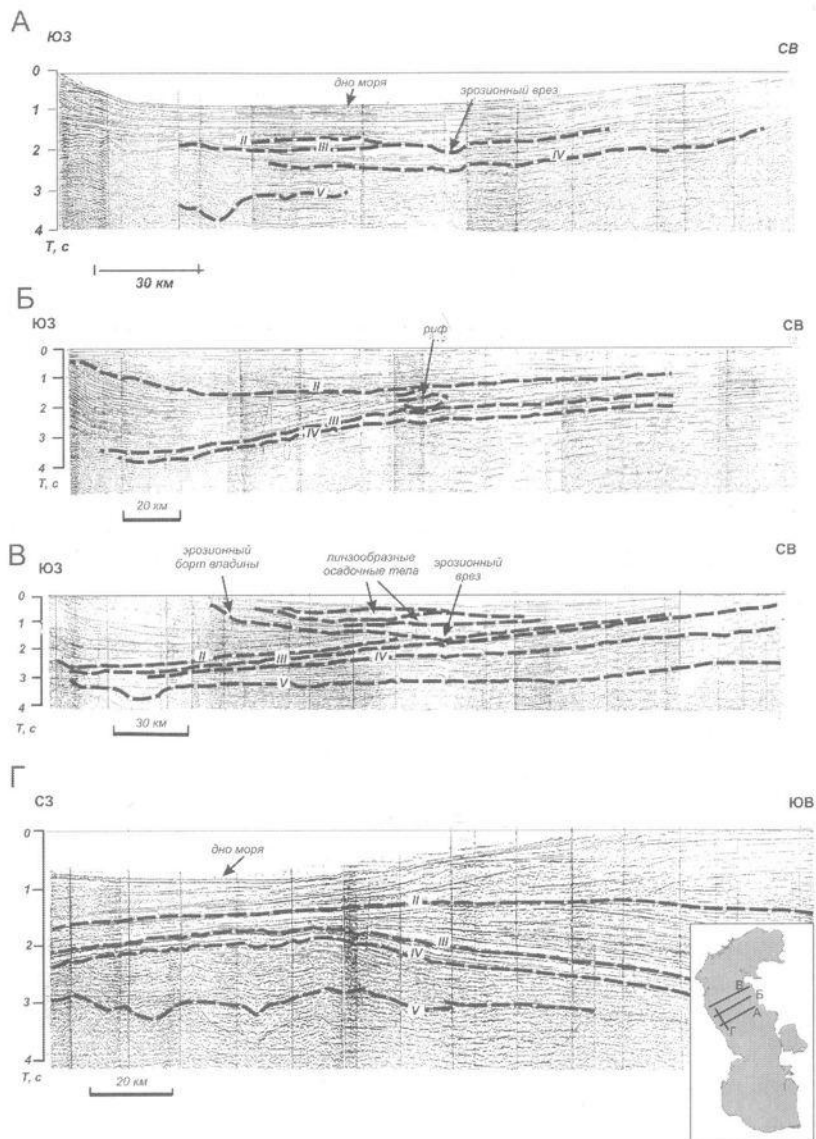


Рис. 21. Структура осадочного чехла Средне-Каспийской впадины. Местоположение разрезов показано на врезке. Основные отражающие горизонты: II — поверхность внутри неогеновой толщи, III — около границы мел-палеоген, IV — около границы юра-мел, V — подошва юры.

В позднем плиocene в пределах Среднего Каспия восстанавливаются морские условия осадконакопления. Глубокие некомпенсированные котловины представляли собой естественные седиментационные ловушки, и на отдельных сейсмических разрезах можно наблюдать отчетливое прилегание верхнеплиоцен-четвертичных осадков к погребенным бортам впадин. Интенсивное накопление осадочных толщ, как и в предшествующий среднемиоценово-раннеплиоценовый этап, отмечается в северо-западной части региона, где формируются мощные косослоистые серии бокового наращивания, имеющие форму гигантских линз.

К концу четвертичного периода произошла компенсация Терско-Каспийского прогиба. Среднекаспийская глубоководная котловина, где современные батиметрические отметки дна достигают 800 м, на протяжении второй половины кайнозойской эры (начиная с олигоцена) характеризуется некомпенсированным режимом развития. В ее центральной части накапливаются субгоризонтальные осадочные толщи незначительной мощности, а на бортах отлагаются клиноформные серии. Периодически, очевидно в моменты перекомпенсации Терско-Каспийского прогиба, в пределы Среднекаспийской котловины осуществляется сброс лишнего материала (в виде мутьевых потоков), образующего языкообразные осадочные тела, имеющие в поперечном сечении форму линз и располагающиеся кулисообразно одно относительно другого (см. рис. 21).

К юго-востоку от Самурско-Песчаномысской полосы поднятий (седловины) выделяются два главных структурных элемента, продолжающихся из Закаспия: Казахский прогиб и Карабогазский свод; последний здесь представлен Западно-Карабогазским поднятием. Его западное погружение и Казахский прогиб примыкают к субширотному Северо-Апшеронскому прогибу, кулисообразно продолжающему Кусаро-Дивичинский периклинальный прогиб Юго-Восточного Кавказа и находящему свое восточное продолжение на суше в Келькорском прогибе Туркмении. Эти структуры относятся уже к альпийскому подвижному поясу. Они окаймляют с севера Апшероно-Прибалханскую зону поднятий – соединительное звено Большого Кавказа и Копетдага, являясь южным ограничением Средне-

Каспийского бассейна. Ограничением альпийского пояса фактически служит узкая полоса севернее линии Махачкала-Туркменбаши, продолжающая в море северную границу Терско-Каспийского, а затем и Северо-Апшеронского прогиба.

4. ПРЕДГОРНЫЕ ПРОГИБЫ

4.1. Западно-Кубанский прогиб

Западно-Кубанский прогиб сформировался на стыке Скифской платформы и складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и имеет в связи с этим наложенный характер. Прогиб выполнен синорогенными молассовыми формациями олигоцена, неогена и квартера. Днище прогиба отвечает структурному положению подошвы майкопской серии. Имея лишь восточное замыкание, прогиб в западном направлении расширяется и продолжается через северную часть Таманского полуострова в Индольский прогиб, располагающийся уже в пределах Керченского полуострова.

Северной границей прогиба является Новотитаровский разлом, по которому он сочленяется с Тимашевской ступенью, расположенной в структурном отношении более высоко. По данным сейсморазведки, с помощью которой он был выявлен, Новотитаровский разлом четко прослеживается в мезозойских отложениях. Проникновение его в более высокие горизонты устанавливается по данным бурения, согласно которым погребенные эрозионные врезы в эоценовых породах краевой части Тимашевской ступени выполнены синхронными отложениями. Это свидетельствует о разломном характере сочленения прогиба со ступенью, по меньшей мере, в майкопском интервале разреза.

Новотитаровский разлом, дугообразно изгибаясь в юго-восточном направлении, переходит, скорее всего, в Цицинский поперечный разлом, по которому восточное окончание прогиба сопрягается с Адыгейским поперечным поднятием – выступом Скифской платформы.

На юге прогиб в восточной половине граничит с узкой Убинско-Черниговской тектонической зоной – краевой частью Скифской платформы. На западе же эта зона подставляется через поперечный Неберджаевский разрыв Псебепско-Гойтхской тектонической зоной, продолжающей сюда блок Главного хребта.

В западном направлении Западно-Кубанский прогиб расширяется, днище его погружается: глубина подошвы майкопской

серии вдоль осевой зоны прогиба меняется в этом направлении от 2000 до 6000 м. Погружается также и палеозойский фундамент: на востоке глубина его по геофизическим данным составляет 4,5 км, на западе в районе Анастасиевско-Троицкого месторождения – 12 км.

Поперечный профиль Западно-Кубанского прогиба отличается асимметрией, особенно резкой на западе, где ось прогиба по майкопским отложениям приближена к его южному борту. Северный борт прогиба, на большей своей части широкий и пологий, плавно переходит в относительно широкую осевую часть прогиба.

В куюльнико-верхнемайкопском интервале северный борт осложнен системой блоков, ограниченных листрическими разрывами и ступенчато погружающихся к оси прогиба. В понтических и меотических отложениях северного борта развиты небольшие по размерам малоамплитудные складки уплотнения.

Современная южная граница прогиба имеет неодинаковую природу в своих разных частях. От р. Цица на востоке до р. Абин на западе вследствие спокойного погружения Убинско-Черниговкой зоны под прогиб, его границей служит линия выходов подошвы майкопских отложений. На левобережье р. Абин с появлением участков ингрессивного залегания майкопских и более молодых отложений, граница прогиба проводится вдоль линии резкого увеличения мощности этих отложений в северном направлении. Западнее долины р. Неберджайка, вдоль которой проходит Неберджаевский поперечный разлом, граница имеет тектоническое происхождение: ей отвечает Тхамахинский разлом – продолжение Пшекиш-Тырныаузского шва, выраженного здесь ретронадвигом, по которому Псебепско-Гойтхская зона надвинута на Западно-Кубанский прогиб.

Южный борт прогиба расчленен серией поперечных разрывов – правых сдвигов. Важнейшими из них являются Цидинский, Калужский, уже упоминавшийся Неберджаевский и Джигинский. Эти разрывы разделяют южный борт прогиба (возможно, и весь прогиб) на четыре блока, значительно отличающихся своей структурой (с востока на запад): Хадыженский, Левкинский, Джигинско-Варениковский и Таманский.

Хадыженский блок построен относительно просто. В профиле его прогиб представляет плоскую асимметричную платформенную ванну с очень пологим северным и несколько более крутым южным бортом. По отложениям, подстилающим прогиб, – палеоцен-эоценовым и меловым, севернее Ключевого месторождения установлена флексура с опущенным северным блоком.

Под восточной частью прогиба располагается Шапсуго-Апшеронский вал в палеозойских, мезозойских и палеогеновых отложениях. Вал выделен по данным сейсморазведки (Корнеев, 1970) и частично подтвержден бурением: в разрезах ряда скважин среднеэоценовые отложения залегают на нижнемеловых. Простираясь соответственно положению прогиба, вал погружается в западном направлении и на меридиане ст. Федоровской уже не прослеживается.

Ближе к восточному замыканию прогиба палеоцен-эоценовые и подстилающие отложения залегают, вплоть до Новотитаровского разлома, со слабым падением на север. Стратиграфические и структурные взаимоотношения отложений, вскрытых скважинами, показывают, что в срединной части прогиба проходит крупный разрыв, именуемый Генеральским разломом. По нему северный блок поднят относительно южного. Разлом приходится на Шапсуго-Апшеронский вал и, очевидно, имеет с ним тесную генетическую связь.

Вдоль южного борта прогиба в рассматриваемом блоке майкопские отложения содержат заливообразные в плане выходы выклинивающихся в южном направлении пластов песчаников. К ним приурочены многочисленные залежи нефти, разрабатываемые с 30-х годов XX-го столетия.

Левкинский блок резко отличается своей структурой от смежных тектонических блоков. В зоне южного борта прогиба он имеет отчетливое двухъярусное строение. Нижний структурный ярус, относящийся к подножию прогиба, во вскрытом скважинами интервале слагается эоцен-палеоэоценовыми и меловыми отложениями в фациях, известных в смежной к югу Убинско-Черниговской зоне: терригенным флишем и известняковой свитой Котх соответственно. Эти отложения дислоцированы в сжа-

тые, опрокинутые на север складки, рассеченные разрывами. Складки в плане группируются в две линии и имеют слабо наклоненные южные крылья и крутые подвернутые – северные, в связи с чем форма складок меняется от наклонной (восточная часть Глубокоярской антиклинали) до перевернутой с ложными антиклиналями в подвернутых крыльях. Последнее имеет место в Ахтырско-Бугундырской (Черненко, Сапунова, 1978) и Украинской (Воскресенский, Сапунова, 1990) антиклиналях. На обоих месторождениях к ложным антиклиналям приурочены залежи нефти. Головы складок глубоко размыты и дополнительно нарушены гравитационными сбросами в северном направлении.

Складки обеих линий сочленяются по поперечным преимущественно правым сдвигам и, в свою очередь, нарушены такими же разрывами, но меньшей амплитуды.

Северные складки структурно и гипсометрически ниже южных и сочленяются с ними по Ахтырскому надвигу амплитудой до 1700 м, составляя две продольные по отношению к Западно-Кубанскому прогибу тектонические ступени. Резкое увеличение мощности майкопских отложений непосредственно к северу от Абино-Украинской и Левкинской антиклиналей предполагает ограничение северной ступени разломом, аналогичным Ахтырскому.

В восточной части Левкинского блока структура упрощается. Здесь складки, находящиеся на одной линии, представляют пологие брахиантиклинали, взброшенные в северном направлении. Они слагаются палеоцен-эоценовыми и майкопскими отложениями, содержащими залежи нефти и газа.

Направленность развития подножья южного борта прогиба в палеоцен-эоцене отражена в характере изменения разрезов терригенного флиша: с юга на север скачкообразно, в соответствии с положением тектонических ступеней, увеличивается его мощность и насыщенность обломочным материалом.

Нижний структурный ярус в Левкинском блоке глубоко эродирован, вследствие чего среднемайкопские отложения, в остальной части прогиба залегающие преимущественно с параллельным несогласием на нижнемайкопских, и более молодые резко несогласно контактируют с палеоцен-эоценовыми, приле-

гая к ним с севера, последовательно перекрывая их по поверхности сложного эрозионно-тектонического рельефа. Эти отложения полого падают на север, увеличиваясь в мощности и образуя верхний структурный ярус, т.е. собственно южный борт прогиба.

Сегмент бортовой части прогиба, приходящийся на Левкинский тектонический блок, характеризуется присущими только ему особенностями разреза и структуры. В основании майкопской серии здесь залегает конгломерат, который в зоне прилегания к эродированной поверхности нижнего структурного яруса занимает значительную часть интервала регионального разреза, представляя по существу краевую фацию майкопского бассейна.

Конгломерат состоит из разновеликих, вплоть до глыб, обломков пород эоцена-палеоцена и содержит кроме того крупные пластины из пород того же возраста, которые можно рассматривать как захороненные тектонические покровы или олистоплаки. К ним в ряде случаев приурочены промышленные скопления нефти.

Южный борт прогиба в пределах Левкинского блока осложнен редкими криптодиапировыми складками продольной ориентировки, прослеживающимися вплоть до миоцена. Осложняющие их разрывы проходят в понтические отложения.

Джигинско-Варениковский блок в структурном отношении отличается от Левкинского и Хадыженского. Убинско-Черниговская тектоническая зона, повсюду восточнее ограничивающая с юга Западно-Кубанский прогиб, в Джигинско-Варениковском блоке отсутствует, и ее место на поверхности занимает более южная, но также имеющая герцинское основание, Псебепско-Гойтхская зона — продолжение на запад зоны Главного хребта. Сопряжение Западно-Кубанского прогиба с Псебепско-Гойтхской зоной происходит в этом блоке по Пшекиш-Тырныаузскому коллизийному шву, имеющему здесь местное название — Тхамахинский разлом. По разрыву Псебепско-Гойтхская зона надвинута на прогиб. Данные бурения показывают, что отложения апта и альба, имеющие относительно простую структуру, подстилаются примерно на одном гипсометрическом уровне более сложно построенными, в том числе перевернутыми, отложениями готерива-баррема, палеоцен-эоцена и майкопской

серией. Скважины располагаются в одном поперечном профиле. Указанные факты позволяют говорить о наличии здесь субгоризонтального надвига амплитудой не менее 3 км. Надвигом полностью перекрыта Убинско-Черниговская зона и южная часть Западно-Кубанского прогиба, вследствие чего в этом блоке он имеет меньшую ширину.

В прогибе в границах рассматриваемого блока известны две параллельные зоны линейных антиклинальных складок в миоценовых отложениях. Одна из них располагается вдоль южного борта, другая, более северная зона простирается вдоль оси прогиба и состоит из кулисообразно расположенных Анастасиевско-Троицкой, Западно-Анастасиевской и других антиклиналей, также осложненных диапиризмом. По данным сейсморазведки ни южная, ни северная система складок в интервале, отвечающем майкопской серии, не прослеживаются. Полагают (И.А. Воскресенский), что все эти структуры являются бескорневыми. В.И. Попков считает их принадвиговыми, сорванными по подстилающим отложениям.

Шаманский блок. Этот блок ограничивается с востока Джигинским разломом, пересекающим по всей ширине Северо-Западное погружение Большого Кавказа, и поэтому помимо части Западно-Кубанского прогиба включает также погруженную часть мегантиклинория на суше и в море.

В *Таманском блоке* Западно-Кубанский прогиб с юга ограничен Северо-Таманским валом, представляющим крайнее западное продолжение Псебепско-Гойтхской зоны.

Северо-Таманский вал по меловым отложениям, вскрытым скв. 5 Тамань, располагается на глубине 2800 м. Подошва майкопской серии имеет глубину 2500 м. Непосредственно севернее Северо-Таманского вала, в скв. №3 Тамань, подошва майкопских отложений залегает на 800 м глубже, чем в скв. 5 Тамань, а не вскрытая подошва палеоцена располагается на глубине более 3500 м, т.е. по меньшей мере на 2000 м глубже, чем в скв. 5. Самым же примечательным является то, что палеоценовые отложения в скв. 3 представлены ейской свитой, т. е. фациями северных районов Западного Предкавказья, отстоящих от скв. 3 на расстоянии 50 км (!).

Это говорит о том, что между скв. 3 и скв. 5 проходит крупный разрыв, по которому северный блок опущен относительно Северо-Таманского вала. На основании соотношений тектонических зон непосредственно к востоку следует заключить, что опущенный блок является западным продолжением Западно-Кубанского прогиба, а разрыв – продолжением Пшекиш-Тырныаузкого разлома (южного). Соотношение Западно-Кубанского прогиба и Северо-Таманского вала в данном сечении, очевидно, аналогично ситуации в соседнем Джигинско-Варениковском блоке, т.е. Псебепско-Гойтхская зона надвинута на южный борт прогиба. Амплитуда этого надвигания, как и сдвига по Джигинскому разлому, может быть очень значительной.

Структура Западно-Кубанского прогиба в Таманском блоке в широкой зоне севернее Северо-Таманского вала не выяснена вследствие отсутствия сейсмических отражений, что объясняется однородностью литологического состава и огромной мощностью плиоцен-миоценовых и майкопских отложений, выполняющих прогиб.

Рассматривая развитие Западно-Кубанского прогиба с учетом предшествующей истории, необходимо отметить следующее. Позднемеловой этап характеризовался спокойным тектоническим режимом, о чем свидетельствует почти повсеместное отложение маломощных слоистых известняков. В палеоцене же произошла его резкая активизация, выразившаяся в заложении и формировании флишевого Афипского прогиба. При этом прогиб целиком располагался в пределах надвигающейся плиты, т.е. являлся внутриконтинентальной депрессией в ее краевой части. Одновременно с рифтом формировались трансформные разломы, разделившие рифт на четыре основных блока.

Наибольшее раздвигание коры произошло в Левкинском блоке (по западным блокам информация отсутствует), где образовались листрические сбросы. Конседиментационные движения по ним определили наблюдаемое ныне распределение состава и мощности палеоцен-эоценового песчано-глинистого флиша.

Флишевый прогиб простирался гораздо южнее современной южной границы Западно-Кубанского майкопско-неогенового

прогиба в пределы современных Убинско-Черниговской и Псебепско-Гойтхской зон. Северное же плечо рифта, ныне находящееся под северным бортом Западно-Кубанского прогиба, представляло иную фациальную зону – Тихорецкую (по Б.М. Никифорову и Х.А. Малаховой, 1985), где в палеоцене-эоцене отложились сравнительно маломощные песчано-глинистые и карбонатсодержащие осадки. Таким образом, Афипский прогиб имел асимметричный профиль. Южное плечо рифта осложнялосьolistическими блоками, ступенчато погружавшимися в северном направлении к осевому грабену.

Началу формирования Западно-Кубанского майкопского прогиба предшествовало общее поднятие, почти повсеместное осушение зоны флишевого прогиба и незначительное сжатие коры, о чем свидетельствуют пологие складки с разрывами в палеоцен-эоценовых отложениях, перекрываемых недислоцированными отложениями средней части майкопской серии и миоцена в Убинско-Черниговской и Псебепско-Гойтхской зонах. Новая фаза погружения коры начинается с майкопского времени.

Южный борт Западно-Кубанского прогиба отчетливо выражен лишь в Хадыженском поперечном блоке. В Левкинском блоке, вследствие того, что майкопские отложения несогласно прилегают к сложной эрозионно-тектонической поверхности палеоцен-эоценового комплекса, южный борт, как структурный элемент, почти не выражен. По более молодым миоцен-плиоценовым отложениям южный борт определяется их пологим падением на север, а граница прогиба смещена на юг.

В *Джизгинско-Варениковском* и *Таманском* поперечных блоках современная южная граница прогиба определяется положением линии надвига, хотя сам прогиб продолжается и под этим разрывом.

Если экстраполировать возрастание степени растяжения коры от Хадыженского блока через Левкинский блок на запад, можно полагать, что в западных блоках растяжение было выше. Этим и следует объяснять значительное погружение днища прогиба в этом направлении и соответствующее увеличение мощности выполняющих его отложений.

Убинско-Черниговская зона представляет самый край Скифской платформы, обрамляя с юга Западно-Кубанский прогиб. Зона охватывает полосу, ограниченную с торцов Цицинским (на востоке) и Неберджаевским (на западе) разломами, южной границей служит Тхамахинский разлом. Зона соответствует южному краю Скифской платформы по ряду признаков. Это прежде всего нижнемеловой рифовый комплекс, представленный под прогибом лагунными фациями, а под краем прогиба – Хадыженским барьерным рифом. С юга он обрамляется полосой развития песчано-глинистой толщи, прослеживающейся и в Псебепско-Гойтхскую зону (Воскресенский, Сапунова, 1987). Верхнеюрские отложения, слагающие рифовый комплекс, распространяющийся также в Восточную Кубань и в Лагонакское нагорье, продолжают из-под прогиба также на юг. Нижне-среднеюрские отложения в фациях Скифской платформы простираются по данным бурения в Убинско-Черниговскую зону и далее, уже в обнажениях, в Псебепско-Гойтхскую зону.

Как свидетельствует В.Л. Крипиевич, согласно геофизическим данным фациальный облик верхнеюрских и нижнемеловых отложений под Западно-Кубанским прогибом и на Тимашевской ступени идентичен, и образование их происходило в стабильной шельфовой обстановке, что указывает, по его мнению, на то, что зона современного прогиба в поздней юре – раннем мелу принадлежала Скифской платформе.

Наконец, Пшекиш-Тырныаузский разлом – коллизионный шов, определяющий фронт Скифской платформы на Центральном Кавказе, продолжается западнее Лагонакского нагорья в виде Тхамахинского разлома, маркируя положение южной границы платформы.

Почти повсеместно Убинско-Черниговская зона с поверхности слагается нижнемеловыми флишеидными песчано-глинистыми отложениями. Верхнемеловые отложения (свита котх) вместе со сменяющим их в разрезе палеоцен-эоценовым терригенным флишем узкой полосой протягиваются вдоль северной границы зоны Хадыженского района до ее западной границы – Неберджаевского поперечного разлома.

Структура Убино-Черниговской зоны, очень простая на востоке, усложняется в западном направлении. У восточной оконечности она представляет моноклиналь, осложненную ближе к южному борту Западно-Кубанского прогиба пологими антиклинальными складками.

Характерным для Убинско-Черниговской зоны является наличие вдоль ее южного края узких антиклинальных складок, в ядрах которых выходят на востоке юрские, а на западе – готеривские, барремские и аптские отложения, подрезанные с юга Тхмахинским разломом.

До данным геологической съемки (Сапунова, Сапунов, 1973), вдоль Тхмахинского разлома (т.е. Пшекиш-Тырнаузского южного) концентрируются наиболее крупные экзотические утесы (десятки тысяч кубометров) оксфордских рифогенных известняков, включенных в титон-готеривские отложения, что свидетельствует о существовании в оксфорде вдоль южного края Убинско-Черниговской зоны, т.е. по краю Скифской платформы, барьерного рифа.

Оба факта свидетельствуют о более высоком (взброс) положении (исторически и в современной структуре) Убинско-Черниговской зоны относительно Псебепско-Гойтхской. Вместе с тем, зеркало складчатости Убино-Черниговской зоны падает на север, а складки имеют южную вергентность.

Эта особенность – скос складок на юг, является, по существу, общей для всего Северо-Западного Кавказа. И только на крайнем северо-западе, западнее Неберджаевского поперечного разлома, некоторые складки испытывают скос на север.

С оксфордскими рифогенными известняками Убинско-Черниговской зоны связано еще одно явление. Западным ограничением зоны на поверхности является Неберджаевский поперечный разлом. Однако западнее этого разлома на продолжении Убинско-Черниговской зоны, в центральной части Псебепско-Гойтхской зоны (скв.2, Куколовская) на глубине около 3700 м вскрыты аналогичные рифогенные известняки. Этот факт интерпретируется как продолжение Убинско-Черниговской зоны на запад под надвинутую на нее Псебепско-Гойтхскую зону. Если исходить из предположения, что рифогенные известняки (барь-

ерный риф) формировались вдоль коллизийного шва, амплитуда надвигания составляет по меньшей мере 7 км.

Важнейшей, с точки зрения В.И. Попкова и И.А. Воскресенского, особенностью структуры Северо-Западного Кавказа является то, что все выделенные в его поперечном сечении тектонические зоны от Туапсинского прогиба на юге до Убинско-Черниговской на севере представляют тектонические блоки, последовательно взброшенные или надвинутые один на другой в южном направлении. Даже вдоль восточной части южного борта Западно-Кубанского прогиба, где видимые осложнения отсутствуют, южная vergence складок свидетельствует об уже начавшемся взбрасывании Западно-Кубанского прогиба на юг. Именно к этой линии приурочен нижнемеловой Хадыженский барьерный риф.

4.2. Терско-Каспийский прогиб

Терско-Каспийский передовой прогиб в своей западной половине граничит на севере со Скифской эпипалеозойской плитой, на которую он наложен своим внешним бортом. Его внутренние части перекрывают внешние зоны альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. На западе прогиб обрамляется Минераловодским выступом. Поверхность палеозойского фундамента залегает в прогибе на глубинах от 2–6 и до 12 км в Терско-Сулакской впадине.

Границами Терско-Каспийского прогиба служат разломы: Терско-Каспийский – на сочленении со Скифской платформой и Владикавказский – со складчатым сооружением Большого Кавказа. Для прогиба в целом характерны пологий северный платформенный борт с наклоном слоев до 10° и крутой, сильно дислоцированный, осложненный разрывами и элементами диапиризма южный складчатый борт.

Глубинное строение прогиба изучено еще слабо, особенно бурением. Из-за большой глубины залегания почти неизученным остается фундамент. По аналогии с соседней Скифской платформой допускается, что породы фундамента также имеют палеозойский возраст, и что они представлены сильно метаморфи-

зованными и дислоцированными осадочными и магматическими образованиями. В своде Варандинской антиклинали, расположенной в северном крыле Большого Кавказа, скважинами 37 и 42 вскрыта сильно дислоцированная карбонатная толща пермского возраста; ее вскрытая мощность превышает 1000 м. В западной части Терско-Каспийского прогиба на площадях Беной (Чеченская республика) и Бурунная (Ставрополье) скважинами вскрыта мощная (более 1200 м) пачка вулканогенно-терригенных пород триасового возраста. Параметрической скважиной Миатлы (Предгорный Дагестан) в интервале 2144–2380 пройдены перемятые глинисто-карбонатные породы, условно отнесенные к доюрским образованиям. Метаморфизованные отложения пермско-триасового возраста вскрыты в северо-восточном Азербайджане на площади Агзыбирчала скважиной 1 на глубине около 5000 м.

Прогиб выполнен толщами мезозойских и кайнозойских отложений. Разрез, как правило, начинается с карбонатных и соленосных верхнеюрских образований мощностью до 1500 м, на которых залегают нижнемеловые песчано-глинистые (1400 м) и верхнемеловые карбонатные (до 1000 м) осадки. Выше располагаются маломощные (до 200 м) палеоцен-эоценовые мергельно-глинистые отложения и мощная, от 1800 до 5000 м, глинистая майкопская серия. Разрез завершается молассами среднего миоцена–квартера мощностью до 5000 м.

Черносланцевый структурный комплекс нижней и средней юры вскрыт скважинами на ряде поднятий Предгорного Дагестана и представлен сланцами, аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и включением углистых образований (Иргартбаш, Берикей, Дагестанские Огни и другие). Во фронтальной части складчатого сооружения Большого Кавказа на границе с Терско-Каспийским прогибом пробурена параметрическая скважина Мугри 1 глубиной 4303 м, которая не вышла из юрских отложений. Мощность ниже-среднеюрского комплекса в районе Мугринской антиклинали более 6000 м. Вскрытая мощность этого комплекса на складчатом борту прогиба обычно не превышает 3000 м, при этом в Южном Дагестане отсутствует в разрезе батский и частично байосский ярусы. В Терско-Каспийском прогибе проявляется тенденция сокращения мощно-

стей терригенной юры в западном направлении вплоть до полного ее отсутствия (Бурунная, Беной и другие) и их возрастания к северу.

Не вызывает сомнения, что широкое развитие в прогибе имеют также терригенные отложения нижней–средней юры, мощные (1,5 км) вулканогенные верхнетриасовые, карбонатно-терригенные нижнетриасовые (более 1 км) и верхнепермские (0,5 км) образования. Однако недостаточное количество данных бурения, прерывистый, спорадический характер записи отражающих горизонтов этих комплексов на сейсмических разрезах не позволяют пока однозначно интерпретировать их строение.

Карбонатный комплекс верхней юры–готерива, сложенный известняками, доломитами, терригенными породами, гипсами и ангидритами, распространен в Терско-Каспийском прогибе не повсеместно; он отсутствует южнее Талгинского и Димитровского поднятий и прилегающей к Южному Дагестану акватории Каспия, западнее и севернее мощность его увеличивается до 600 м, где, возможно, развиты галогенные образования и рифовые постройки.

В составе комплекса баррема–эоцена выделяются три литологически неоднородные толщи: преимущественно терригенная (баррем–альб), известняковая (верхний мел) и терригенно-карбонатная (палеоцен–эоцен). Из разреза комплекса в некоторых районах выпадают альбские (Южный Дагестан) и палеоцен–эоценовые (фораминиферовые) отложения (Бабаюрт, Карабудахкент). Мощность комплекса 500–1200 м, она уменьшается на юг от осевой части прогиба.

Майкопский (олигоцен–нижнемиоценовый) комплекс мощностью до 5 км характеризуется клиноформным строением и неравномерным распределением мощностей и часто осложнен вторичной складчатостью. Нередко наблюдается увеличение мощности в 1,5–2 раза в сводовых частях складок (Серноводская, Малгобек-Вознесенская и другие), а также в некоторых структурах на северных крыльях (Заманкульская, Карабулак-Ачалукская и другие), что является, по-видимому, результатом тектонического движения по надвигам.

Практически недислоцированный молассовый плиоцен-четвертичный комплекс (мощностью по меньшей мере 2 км) всюду залегает с небольшим угловым и стратиграфическим несогласием на средне-верхнемиоценовом, для которого характерны узкие асимметричные, веерообразные антиклинали, осложненные надвигами и взбросами с амплитудами смещения до 2,5 км, выполаживающимися в пластичных глинистых майкопских отложениях (Терская и Сунженская антиклинальные зоны). В Предгорном Дагестане средне-верхнемиоценовый комплекс залегает моноклинально.

Наиболее характерной чертой строения западной половины Терско-Каспийского передового прогиба являются две узкие кулисообразно расположенные антиклинальные зоны – Терская и Сунженская (рис. 22). Они разделяются недислоцированными отложениями, выполняющими неширокие впадины. Антиклинальные зоны, по-видимому, обладают бескорневым строением с послойными срывами и надвигами в пластичных верхнеюрских и майкопских отложениях. В палеозойском фундаменте под антиклинальными зонами геофизическими данными фиксируется прогиб, а не поднятия. Складчатость произошла в плиоцен-четвертичное время под влиянием субмеридионального сжатия. В западной части прогиба в позднем плиоцене была сформирована мощная (более 2 км) вулканогенно-осадочная толща – свита Рух-Дзуар, которая сейчас слагает два крыла Сунженской антиклинальной зоны.

Между двумя узкими антиклинальными зонами Чечни и Дагестана расположен крупный и своеобразный тектонический элемент – Дагестанский клин, осложняющий строение южного борта и вдающийся в осевую часть прогиба. В пределах Дагестанского клина происходит изменение простираения складчатых зон с субширотного на юго-восточное. Дагестанский клин включает Сулакский и Иргартбашский выступы, Талгинский купол и разделяющие их депрессии. Все они представляют собой сложно построенные складчатые формы, состоящие из структур более низкого порядка, имеют большие амплитуды (до 5000 м), нарушены разрывами, носящими в эоцен-юрских отложениях надвиговый характер – Дагестанский пояс северовергентных надвигов (Соборнов, 1996).

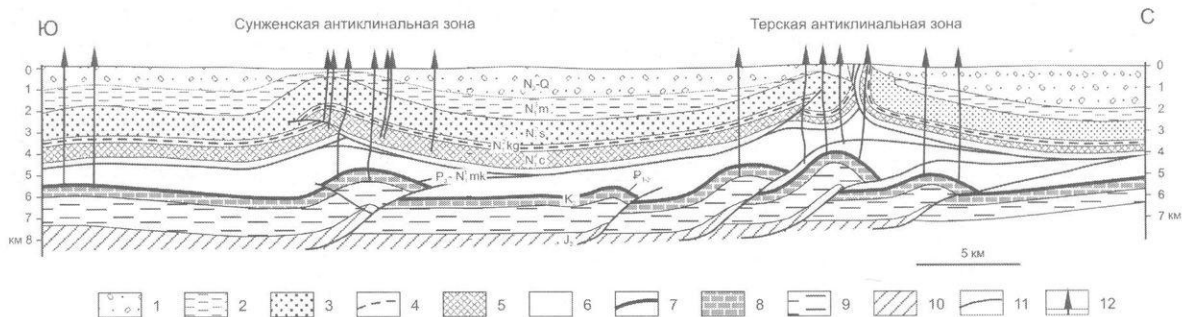


Рис. 22. Геологический разрез Терско-Сунженской складчатой зоны (по К.О. Соборнову).

Стратиграфические комплексы (1–10): 1 — плиоцен-четвертичный (песчаники и алевролиты); 2 — верхнемиоценовый (глины и глинистые сланцы); 3 — верхнемиоценовый (песчаники и алевролиты); 4 — среднемиоценовый (глины); 5 — среднемиоценовый (песчаники и глины); 6 — олигоцен-нижнемиоценовый (глины и глинистые сланцы, майкопская серия); 7 — палеоцен-эоценовый (мергели); 8 — верхнемеловой (известняки); 9 — нижнемеловой (доломиты, песчаники, глинистые сланцы); 10 — верхнеюрский (эвапориты); 11 — поверхности срывов; 12 — скважины.

Во фронтальной части Дагестанского клина прослеживается Нараттюбинская складчато-надвиговая зона, протягивающаяся на 150 км. На поверхности развиты чокракские и майкопские образования, имеющие моноклинальное залегание. Они нарушены Гилянским взбросом с амплитудой 500–1500 м, затухающей с глубиной в олигоценовых отложениях. Интенсивными складчатыми и дизъюнктивными дислокациями затронуты юрско-эоценовые комплексы, образующие погребенные поднятия: Димитровское, Шамхалбулакское, Новолакское и другие. Крупным надвигом с амплитудой до 2000 м осложнена Восточная антиклиналь, а также одна из морских антиклинальных зон.

На платформенном склоне Терско-Каспийского прогиба молассовые комплексы слагают пологую моноклиналь, погружающуюся на юг и на запад и скрывающую строение нижележащих горизонтов. Здесь выявлены единичные, небольшие по размерам и амплитудам поднятия, детали строения которых остаются невыясненными (Аксай, Бабаюрт и другие). В акватории Каспия по геоморфологическим и геофизическим данным намечается Восточно-Сулакская антиклиналь.

Иная картина наблюдается на складчатом борту прогиба в Дагестане, где эти комплексы сильно дислоцированы, нарушены региональными и локальными разрывами, различными вторичными осложнениями, диапирами с ядрами протыкания из глини миоцена (Селли, Дагестанские Огни и другие). Особенностью складчатого борта прогиба являются существенные различия в строении выделенных комплексов, что приводит к изменению пространственного положения и несоответствию конфигурации складок по отдельным комплексам, смещению сводов поднятий, сложному сочленению локальных складок в пределах антиклинальных зон, различной выраженности структурных форм, с глубиной становящихся более рельефными и сложными.

Следует отметить существенно различную структуру западной, Осетино-Чеченской части Терско-Каспийского прогиба и восточной, Дагестанской. В первой из них доминируют кулисообразные узкие антиклинальные поднятия, сливающиеся в две зоны – Терскую и Сунженскую. На юге прогиб ограничен круто падающим в южном направлении Владикавказским разломом. В

Дагестанском секторе эти зоны отсутствуют. В мезозойских отложениях все надвиги наклонены к югу, а более молодые пологие разрывные нарушения – к северу (надвиги Шатского).

В пределах всего прогиба большую роль играют левосдвиговые нарушения, сливающиеся в широкую, до 30–40 км Аграхан-Тбилисскую зону левого сдвига. Именно из-за него в районе Варандинской антиклинали складчатые структуры Дагестанского клина развернуты в северо-восточном направлении. Мелкие правые и левые сдвиги северо-восточного и юго-западного простираний определяют современную структуру, в том числе и морфоструктуру Терско-Каспийского прогиба. Ограниченный с востока правосдвиговой зоной вдоль побережья Каспия, Дагестанский клин выдвинулся к северу, чем и определяется повышенная сейсмичность в его вершине – участке максимального проявления обстановки сжатия.

Терско-Каспийский прогиб начал формироваться в постхадумское время. Важную роль в создании его структуры играет майкопская серия пластичных глин. Следует отметить, что в миатлинское время областью образования олистостромовых толщ служили как северный, платформенный край майкопского прогиба, так и его южный край. Структура прогиба характеризуется также наличием позднеплиоценового вулканического центра непосредственно западнее Грозного, где, кстати, отмечены наиболее глубокие гипоцентры землетрясений (до 100 км). Погребенные Пшекиш-Тырныаузский и Хасаутский разломы, продолжающиеся сюда из Центрального Кавказа, испытали оживление в позднеплиоцен-четвертичное время, так как по ним поступали флюиды и тепло, и именно над ними в квартере сформировались узкие антиклинальные зоны Терского и Сунженского хребтов.

5. КРЫМСКО-КАВКАЗСКИЙ ОРОГЕН

5.1. Горный Крым

В современном структурном плане Горный Крым – это складчато-надвиговая область в составе Альпийского пояса. Наблюдается более 50 вариантов районирования Крыма с выделением разнообразных и разнопорядковых структур, которые обычно не подтверждались последующими исследователями. Детальное изучение тектоники в последние годы позволило существенно изменить представления о строении его элементов (рис. 23).

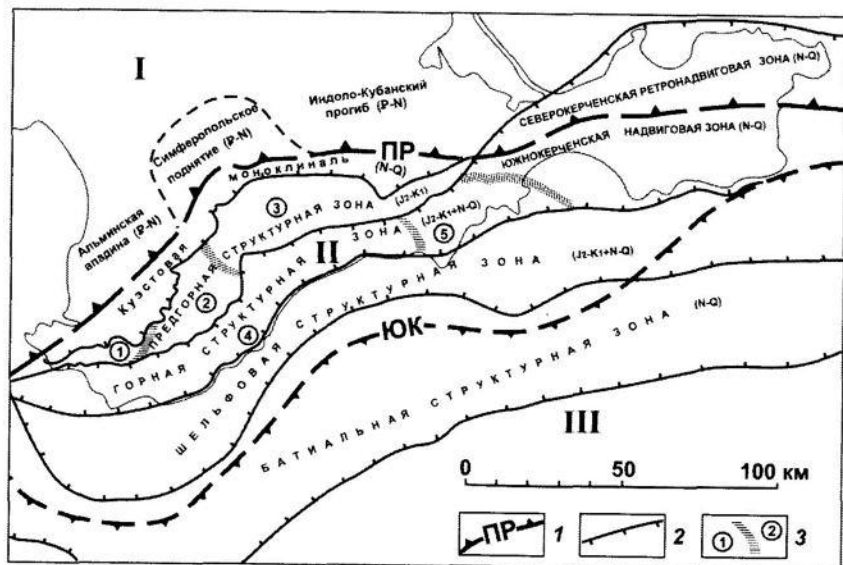


Рис. 23. Тектоническое районирование Горного Крыма.

Структуры первого порядка: I - Скифская плита, (PZ₃), II - Горнокрымский террейн, (MZ₁₋₂), ныне Горнокрымская складчато-надвиговая область, III - Черноморская мегавпадина. 1 - коллизийные сuture: ПР - Предгорная (J-K₁), ЮК - Южнокрымская (J₂₋₃). 2 - надвиги в ограничениях структур второго порядка. 3 - границы структур третьего порядка (в кружках): 1 - Чернореченское поперечное опускание, 2 - Альминское поднятие, 3 - Салгирское поперечное опускание, 4 - Алуштинская структурная подзона, 5 - Меганомская структурная подзона.

В Крымско-Черноморском регионе выделены три крупные шовные зоны (сутуры): Предгорная, Южнокрымская и Северокрымская. Первые две формировались в мезозойское время, третья – в палеозое [102, 104, 105].

Предгорная зона прослеживается по геофизическим данным под мезозойско-кайнозойскими отложениями через весь Крым и далее вдоль Большого Кавказа. На Симферопольском поднятии в широкой зоне нарушения пробурены многочисленные неглубокие скважины. Они вскрыли динамометаморфические милонитизированные породы с зеркалами пологих надвигов, с мелкими изоклинальными складками и с глыбами пород разного состава. Изотопный возраст динамометаморфических минералов – позднеюрский. Анализ структур и данных сейсморазведки показал, что шов представляет собой крупный надвиг с падением сместителя на север под углом $20-30^{\circ}$ и с толщиной зоны дезинтегрирования пород 2–4 км. Скважинами здесь были вскрыты глыбы серпентинизированных ультраосновных пород, характерных для мантии, которая расположена здесь на глубине более 40 км.

Фрагменты серпентинитового меланжа были обнаружены также при драгировании континентального склона Черного моря в 45 км к юго-западу от Севастополя. Судя по галькам в битакских конгломератах, которые снесены из зоны Присутурного меланжа, в ней присутствуют и радиолариты. Это плотные яшмовидные кремнистые породы красного, реже, серого и черного цветов, с обилием радиоларий позднеюрского возраста и следами интенсивного смятия и будинажа.

В современных океанах радиолариты образуются на абиссальных глубинах более 4–5 км, подстилаются магматитами основного состава, ниже которых, располагаются ультраосновные породы верхней мантии. Поэтому офиолитовая триада (ультрабазиты, базиты и радиолариты) в глыбах Присутурного меланжа интерпретируются как фрагменты океанической коры палеоокеана Мезотетис, поглощенного в Предгорной шовной зоне. По палеомагнитным данным, полученным в четырех независимых лабораториях России и Украины, ширина части этого океана между Горным и Равнинным Крымом в ранней юре составляла 1,5–

2 тыс. км и за 80 млн. лет последовательно полностью сократилась к раннему мелу.

Такое развитие подтверждается изотопным датированием динамометаморфических пород и минералов, образованных при схождении континентальных масс, а также определениями юрского возраста битакских конгломератов, сформированных при размыве Палеокрымских гор на месте предгорной шовной зоны. Конгломераты слагают Битакский краевой прогиб сложного строения.

Таким образом, Предгорная шовная зона является одной из главных разрывных структур Крыма. В палеотектоническом отношении она отделяет мезозойский Горнокрымский островодужный террейн от палеозойской Скифской микроплиты. Последняя на севере ограничена Северокрымской шовной зоной позднепалеозойского возраста с южным падением сместителя. На запад шов протягивается далеко за пределы Крыма в акватории Черного моря и продолжается в Преддобруджинском прогибе. На восток он следует вдоль Главного Азовского надвига и далее до Предкавказья, где выражен позднепалеозойскими комплексами офиолитов, моласс и коллизионных гранитов. Севернее его расположена Украинская плита, отделенная Донецкой сутурой позднепалеозойского возраста.

На кайнозойском этапе в районе выделяются две структуры первого порядка. Это относительно стабильный фрагмент коры Равнинного Крыма и Горнокрымская складчато-надвиговая область, считавшаяся ранее «мегантантиклинорием в составе геосинклинали». Равнинный Крым состоит из разнородного фундамента Скифской плиты, который перекрыт чехлом осадочных пород мела-кайнозоя. Мощность чехла в основном составляет от первых сотен метров на Симферопольском поднятии до 1–2 километров. В Каркинитском прогибе она достигает 5 км, а на востоке Индоло-Кубанского – до 8 км. Столь большие различия в толщине осадков связаны с наложенными меловым задуговым рифтогенно-вулканогенным Северокрымским прогибом и системой палеоген-неогеновых прогибов, формировавших Черноморскую впадину. Положение, названия и возраст структур второго порядка, отражены на рис. 23.

Наиболее четкой и очевидной структурой в северном ограничении Горного Крыма является полоса слабодислоцированных толщ мел-неогенового возраста, которая названа нами Куэстовой моноклиной (рис. 23, 24). Считать ее северо-западным крылом Горнокрымского мегантиклинория по М.В. Муратову, Л.С. Борисенко и др. нельзя, так как по разновозрастным отложениям в "мегантиклинории" нет антиформной структуры, свода и второго (юго-восточного) крыла.

Вследствие разной прочности пластов и пологого наклона к северу-северо-западу Куэстовая моноклиналь формирует две асимметричные гряды, прорезанные многочисленными реками. Северная (Третья, Внешняя) гряда сложена неогеновыми отложениями с наклонами пластов от субгоризонтальных до $3-5^{\circ}$. Внутренняя, или Вторая гряда сложена мел-палеогеновой толщиной, падающей на С-С-З под углами $5-10^{\circ}$. В основании гряды в меловых отложениях почти повсеместно выделяются небольшие субпослойные, реже секущие напластование надвиги, сопровождаемые локальными принадвиговыми складками. Крылья мелких складок наклонены под углами до $40-70^{\circ}$. То есть, Куэстовая моноклиналь частично сформирована послойным срывом по пластичным толщам нижнего мела и с юга ограничена пологим кайнозойским надвигом северного падения (рис. 25). О современной активности разрыва свидетельствуют очаги редких землетрясений Предгорной сейсмогенной зоны, смещения русел субширотных оврагов и выраженность в рельефе.

Геологическое строение под моноклиной трактовалось весьма противоречиво. Здесь выделялись грабен, моноклиналь, синклиналь и другие структуры, сложенные среднеюрскими конгломератами и песчаниками Битакского краевого прогиба. По результатам последующих исследований здесь намечена крупная поднадвиговая Симферопольская антиклиналь.

Строение Горного Крыма, как видно на рис. 24, определяется надвигами северного падения, сопровождаемыми складками и хаотическими комплексами. Поэтому, из структур второго по-

рядка нами здесь выделены Предгорная и Горная структурные зоны.

Восточнее по их простирацию, на Керченском полуострове, различаются две другие структуры (см. рис. 23). Южнокерченская надвиговая зона характеризуется пологими неоген-четвертичными разрывами северного падения. В Северокерченской зоне надвиги имеют обратный, южный наклон сместителей, из за чего подзона названа ретронадвиговой (рис. 25). Разрывы здесь формируют чешуи-дуплексы и пологие принадвиговые складки. По сути они генетически идентичны Горнокрымским, но развиты в мезозойско-кайнозойских породах и расположены в Керченско-Таманском поперечном опускании, разделяющем Кавказскую и Горнокрымскую складчато-надвиговые области единого пояса структур тангенциального сжатия.

Предгорная структурная зона ограничена на севере Кузстовой моноклиной и на юге – Мраморным ретронадвигом. По ее простирацию с запада на восток выделяются: Чернореченское поперечное опускание, Альминское поднятие и Салгирское поперечное опускание (см. рис. 23). Границы между ними нерезкие и связаны с более глубоким современным срезом Альминского поднятия, где у поверхности преобладают выходы позднеэриас-среднеюрского флиша таврической серии. В опусканиях обнажены более простые дислокации из верхнеюрско-нижнемеловых толщ. Характерно, что поперечные структуры в соседних продольных зонах не совпадают. Это свидетельствует об отсутствии значительных поперечных разломов, пересекающих подразделения первого и второго порядков, которые противоречиво рисовались на предшествующих картах.

Горная структурная зона имеет еще более сложное строение, усложненное меланжами и олистостромами. Поэтому в ней можно выделить лишь Алуштинскую и Меганомскую подзоны. Специфика Меганомской подзоны заключается в распространении у поверхности мощных толщ верхнеюрских конгломератов и фрагментов вулканического комплекса Карадага. Вследствие компетентности, конгломераты слагают крупные изоклинальные складки южной и северной вергентности. Как следствие, здесь меньше распространены хаотические комплексы, характерные западнее. В Алуштинской подзоне, наряду с микститами, разви-

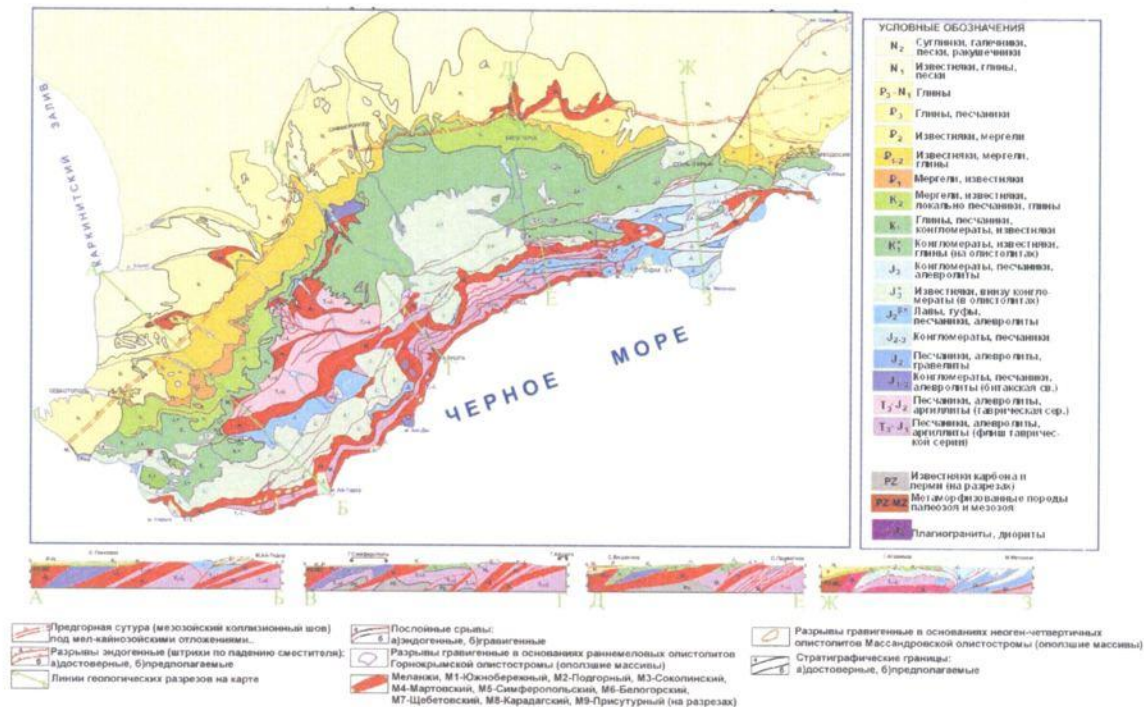


Рис. 24. Геологическая карта Горного крима. Составил В.В. Юдин по результатам личных исследований и с использованием материалов предшествующих работ.

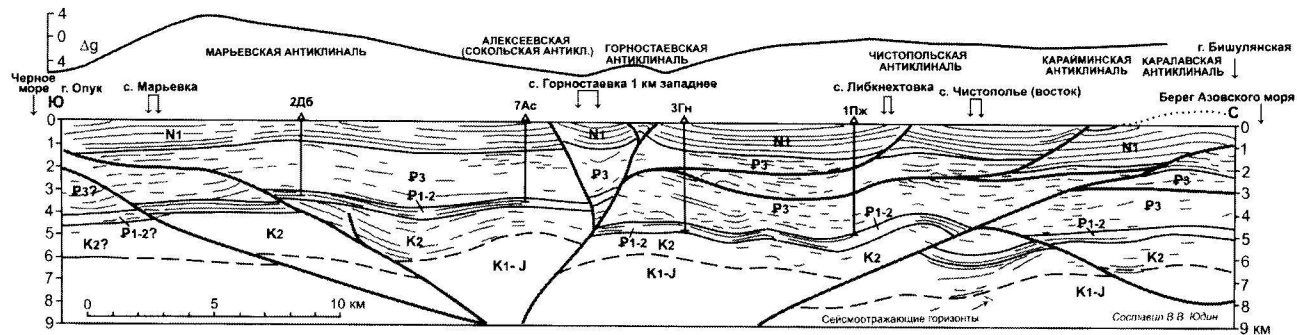


Рис. 25. Геологический разрез Керченского полуострова.

ты мелкие изоклинальные, лежащие и ныряющие складки южной вергентности.

На востоке Горная структурная зона переходит в *Южно-керченскую*. В последней также развиты пологие надвиги северного наклона. Кайнозойские отложения, выходящие на поверхность, дислоцированы относительно слабо. Это связано с широким распространением послойных срывов, формирующих не менее сжатую, но внешне простую серию пакетов надвиговых пластин-дуплексов. Например, в разрезе скважины 3-Западная Фонтановская, при относительно пологом залегании пород, до глубины 5 км трижды повторяется толща позднего мела. Наша палинспастическая реконструкция сокращения палеозоны осадко-накопления в кайнозой показала значения даже больше, чем в Горной структурной зоне. Отсутствие здесь высокого рельефа объясняется меньшей литификацией и большей пластичностью кайнозойских отложений, особенно майкопских глин, которые не могут удерживать высокий рельеф. Он уничтожается гравитационным разваливанием, оползанием и денудацией, формируя на юге Южнокерченскую олистострому. О том же свидетельствует близкая по интенсивности повсеместная сейсмичность в Крымско-Кавказской сейсмогенной зоне.

Локальные структуры

Локальные структуры представлены преимущественно надвигами и принадвиговыми складками. В Равнинном Крыму и прилегающих акваториях развиты отдельные пологие антиклинали в мезозойско-кайнозойских отложениях. Они расположены цепочками и образованы вдоль субширотных взбросо-надвигов преимущественно южного наклона.

В Горном Крыму локальные структуры построены гораздо сложнее (см. рис. 24, 26). Они представлены в основном надвигами северного падения, чешуями и сильно сжатыми приразрывными складками южной вергентности. Размеры складок составляют от метров до сотен метров. Лишь в жестких толщах верхнеюрских конгломератов Меганомской подзоны наблюдаются более крупные пережатые антиклинали и чешуи-моноклинали,

размерами до первых километров. Наиболее мелкие и интенсивные складки характерны для флиша таврической серии. В нем наблюдаются не только изоклинальные лежачие, до ныряющих, но и ложные антиклинали, сжатые в 2–7 раз. Шарниры их обычно полого-волнистые. Субвертикальные шарниры, связанные со сдвиговой составляющей в надвигах, встречены лишь локально на реках Бодраке и Ангаре.

Детальное изучение складок и разрывов Горного Крыма позволило выполнить палинспастическую реконструкцию. Она показала, что только за неоген-четвертичный период зона древнего осадконакопления в Горнокрымской структурной зоне и прилегающем шельфе, а также в пределах Керченского полуострова за счет горизонтального сжатия была сокращена не менее чем на 50 км. Реконструкция юрско-нижнемелового сжатия позволила сделать вывод, что за счет складок, надвигов и меланжей зона мезозойского осадконакопления сокращена не менее чем на 100 км. То есть, в 50-километровой полосе Горного Крыма и прилегающего шельфа в мезозое и кайнозое произошло более чем трехкратное сокращение зоны древнего осадконакопления, составляющее как минимум 150 км. Полученное значение на порядок меньше, чем по результатам палеомагнитных реконструкций (1,5–2 тыс. км). Такое несоответствие объясняется невозможностью анализа глубоко погруженных и срезанных денудацией структур, а также субдукцией большей части абиссальных осадков океана Мезотетис в Предгорной шовной зоне. Кроме того, структурная палинспастика осложняется наличием крупных меланжей и олистостром. Тем не менее, даже такая реконструкция складок и надвигов показывает, что все ныне смятые комплексы Горного Крыма находятся далеко от места своего первоначального образования.

Хаотические комплексы

Сложность строения Горного Крыма обусловлена широким распространением тектонических микститов (меланжей) и олистостром. Аналогичные образования широко распространены на Кавказе и в Турции. Обычно они приурочены к фронтальным

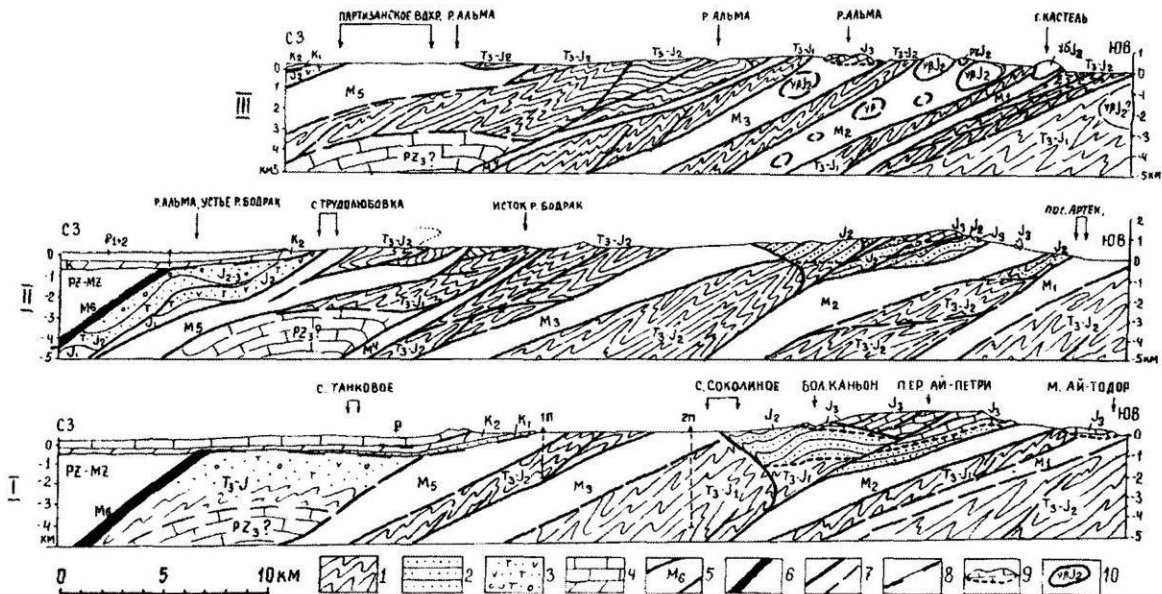


Рис. 26. Геологические разрезы Горного Крыма.

1 – флиш, 2 – песчаники; 3 – туфы и эффузивы; 4 – известняки; 5 – меланжи: М₁ – Южнобережный, М₂ – Подгорный, М₃ – Соколинский, М₄ – Мартовский, М₅ – Симферопольский, М₆ – Присутурный; 6 – Предгорная сутура; 7 – надвиги (достоверные и предполагаемые); 8 – послойные надвиги; 9 – гравигенные срывы в основании олистоли-

участкам крупных надвигов и, несмотря на очевидность выделения, были пропущены при геологическом изучении до последнего времени. Районы распространения хаотических комплексов и очень разные размеры слагающих их элементов (от сантиметров-метров до десятков километров) не укладываются в рамки упорядоченных тектонических структур. Поэтому они рассматриваются отдельно как внепорядковые.

Меланжи

Сместители крупнейших надвигов представляют собой мощные зоны дробления пород. Они состоят из полностью перетертого матрикса и разновеликих глыб-кластолитов, оторванных при смещении от крыльев разрыва. В последние годы в Крыму нами выделены 9 региональных и несколько мелких локальных меланжей (рис. 9.2 – 9.3, Юдин, 1993, 1995, 1999, 2001). В плане, они имеют вид извилистых ветвящихся полос, частично перекрытых более молодыми образованиями (рис. 27). Приведем их краткую характеристику.

Присутурный меланж вскрыт скважинами вдоль Предгорной шовной зоны. Его глыбы, размерами до десятков-сотен метров, состоят из песчаников, известняков и различных магматических пород среднего, основного и ультраосновного составов. Последние локально образуют фрагменты серпентинитового меланжа (Юдин, 1993, 1995). Матрикс состоит из динамометаморфических милонитизированных хлорит-серицит-талковых и альбит-актинолитовых сланцев с обилием жил белого кварца, смятых в хаотические лежащие складки. Единственное место, где фрагмент почти неметаморфизованного меланжа доступен непосредственному наблюдению, расположено в обрывах берега моря в 10 км к юго-западу от г. Севастополя. Комплекс геофизических и геологических данных свидетельствует, что микстит формировался очень длительно и непрерывно в течение юры и частично раннего мела. Он полого наклонен на ССЗ и подстилается мощной дислоцированной толщей юрских конгломератов и песчаников Битакского краевого прогиба.

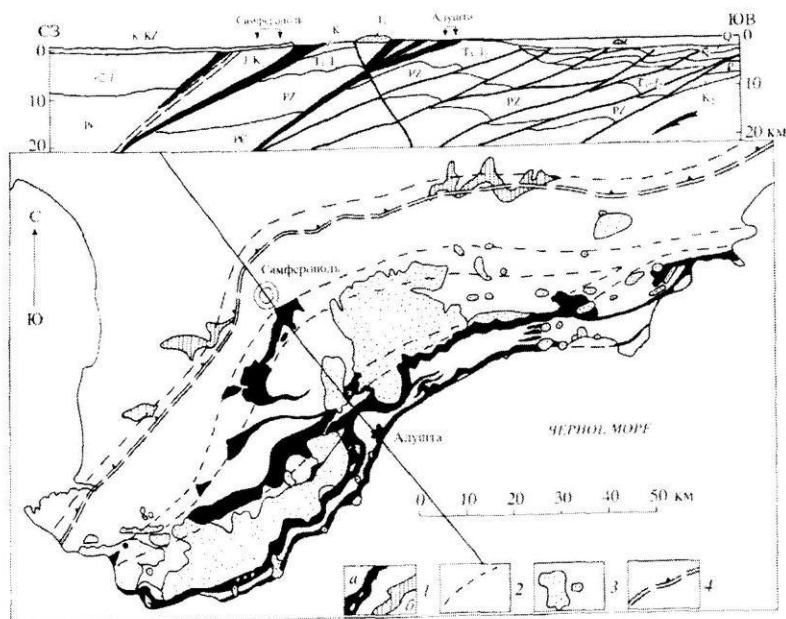


Рис. 27. Хаотические комплексы Крыма.

1 - меланжи: а - тектонические с кластолитами, б - гравигенно-тектонические (по майкопской свите); 2 - контуры меланжей под осадочными толщами; 3 - крупнейшие гравигенные олистолиты и олистоплаки; 4 - Предгорная сатура.

Симферопольский меланж – второй по величине и сложности строения [104]. Он наклонен к северу и прослеживается вдоль Предгорной шовной зоны широкой (1–6 км) полосой. Матрикс представлен интенсивно перетертыми и смятыми фрагментами таврического флиша, а также глинами от средней юры до нижнего мела включительно. Глыбы, размерами от метров до первых сотен метров, состоят из песчаников, известняков, конгломератов и различных магматитов.

Наиболее древние из кластолитов имеют раннекаменноугольный и пермский возраст и не встречаются в коренном залегании у поверхности. Другие глыбы датированы триасом, юрой и ранним мелом. Симферопольский меланж хорошо обнажен в центральной части Горного Крыма. Юго-западнее он почти пол-

ностью перекрыт меловыми толщами и выходит лишь в глубоко врезуемых эрозией долинах рек. Восточнее он переходит в тектоно-гравитационный микстит нижнего мела, что наблюдается в обнажениях и на профилях сейсморазведки. В основании меланжа развиты сильно сжатые складки, запрокинутые к ЮВ, и надвиги ССЗ падения во флише таврической серии. Формирование комплекса происходило длительно и непрерывно с конца ранней юры до раннего мела включительно.

Мартовский меланж выделен в нижнем течении р. Марты и на р. Каче, где ширина его выхода достигает 3 км (рис. 24, 26, 27). Восточнее он прослеживается более узкой полосой до сотен метров на р. Альме. Западнее р. Качи меланж перекрыт меловыми отложениями и, судя по субширотному простиранию, видимо, сливается с Симферопольским. Кластолиты, размерами до десятков метров, сложены обломочными породами позднего триаса-средней юры. В бассейне р. Марты известны глыбы экзотических пермских известняков. Матрикс представлен перетертым флишем таврической серии. Тело микстита подстилается надвигами и интенсивно смятыми складками южной вергентности.

Соколинский меланж выделен в обнажениях на берегах р. Коккозки ниже с. Соколиное. Здесь, в 4-километровой полосе, под лежащими складками из флиша таврической серии выходит тектонически перетертый хаотический комплекс с обрывками флиша и глыбами более молодых песчаников и диабазов средней юры. Несмотря на хаотичность и разный (от сантиметров до десятков метров) размер обломков, наклон мелких разрывов, кливажа и кластолитов свидетельствует о ССЗ падении зоны меланжа. Сходная картина наблюдается по простиранию в обнажениях на р. Каче, Альме и истоках Ангары, но там не обнажены кластолиты из магматитов. Микстит подстилается надвигами и запрокинутыми к ЮЮВ складками таврической серии. На востоке он перекрыт гравигенными массивами верхнеюрско-нижнемеловых известняков, что свидетельствует о более древнем возрасте микстита.

Подгорный меланж прослеживается полосой 1–2 км вдоль всего Горного Крыма. На востоке он перекрыт интенсивно смя-

тыми в крупные складки толщами верхнеюрских конгломератов севернее мыса Меганом. Его непосредственным продолжением является *Щебетовский* и *Карадагский меланжи*, выявленные в 10–15 км к юго-западу от г. Феодосии (Юдин, Клочко, 2001). В отличие от выше описанных, эти меланжи четко выражены в рельефе, располагаясь под Главной грядой Крымских гор. Хаотически расположенные кластолиты, размерами от дециметров до десятков метров, сложены песчаниками, конгломератами, реже известняками. Их возраст датируется поздним триасом - поздней юрой. На крайнем востоке глыбы Щебетовского меланжа состоят из меловых и даже кайнозойских пород, что подтверждено в Планерской группе скважин.

В районе г. Алушты среди глыб есть крупные тела магматических пород. Матрикс представлен полностью перетертым флишем таврической серии, среднеюрскими терригенными толщами, а локально и глинами нижнего мела. Из-за пологого северного наклона и сильно расчлененного горного рельефа, выход микстита в плане весьма извилистый. С ним связано аномальное развитие оползней, современных криповых смещений, а также наличие высокотемпературных вторичных минералов: кварца, хлорита, алушитита, кальцита и др. Все это свидетельствует о неоген-четвертичном возрасте меланжа, активного и в настоящее время. Подстилающие структуры из флиша таврической серии имеют очень сложное строение. Здесь выделяются изоклинальные, лежащие до ныряющих складки южной вергентности. Они сопровождаются надвигами, в которых развиты локальные зоны мелких меланжей, число которых значительно больше, чем отражено на рис. 27.

Южнобережный меланж выделен вдоль крутого южного берега Горного Крыма (см. рис. 24, 27). Видимо, он развит и в прилегающей прибрежной полосе, вследствие чего ширина его выхода больше, чем на суше (0,5–1 км). Как и одноименный надвиг, меланж полого падает к ССЗ, четко выражен в рельефе, сопровождается сейсмичностью, аномальным распространением оползней, обвалов, селей, активной абразией берега и имеет кайнозойский возраст. Кластолиты достигают размеров десятков, реже сотен метров. Они состоят из песчаников, известняков,

фрагментов флиша и, локально, магматических пород (горы Аюдаг, Кабель, Плака и др.). Возраст пород кластолитов датирован от позднего триаса до поздней юры. Матрикс сложен полностью дезинтегрированными песчаниками и алевролитами таврической серии. Как и для других, главным признаком выделения Южнобережного меланжа является отсутствие нормальных пород и невозможность выделить среди разноориентированных обломков даже небольшие структуры. Здесь широко развиты мелкие гидротермальные щетки кварца, хрустала, реже кальцита, а также алушит, цеолиты и другие минералы. Температура их образования достигала $200-240^{\circ}$. Меланж подстилается флишем таврической серии, смятым в мелкие интенсивные до лежащих складки с многочисленными надвигами в основном В-СВ простирания. Его можно наблюдать лишь в узких локальных участках у г. Алушта, а также у пос. Лазурное, Морское и Рыбачье.

Белогорский гравитационно-тектонический меланж значительно менее масштабен и развит в основании Внешней гряды гор. Он связан с послойным срывом по пластичным глинам майкопской серии олигоцена и прослеживается от г. Белогорска до пос. Грушевки, а локально также в долинах рек Альмы и Качи (см. рис. 24, 27). Между полого падающими на ССЗ жесткими известняками палеогена и неогена, в глинистой толще майкопа наблюдаются аномальная дислоцированность и разномасштабные хаотически расположенные глыбы известняков с углами наклона до $40-80^{\circ}$. Важно отметить, что такое несоответствие в залегании фиксируется и на глубине по данным сейсморазведки и бурения, что невозможно объяснить чисто оползневыми процессами, присутствующими у поверхности. Зона хорошо выражена в рельефе, а севернее ее местами развиты бездействующие грязевулканические сопки-курганы, подтверждающие современное послойное смещение. Относительно широкая и извилистая в плане зона выхода этого маломощного микстита связана с пологими углами падения, составляющими $3-10^{\circ}$ и довольно контрастным рельефом. В зоне выклинивания майкопских глин по простиранию контакта меланж отсутствует и наблюдается лишь маломощная зона брекчирования.

В отличие от меланжей, олистостромы формируются при оползневом смещении по склону очень крупных масс пород. Такие образования широко распространены во многих горно-складчатых областях мира и в большинстве случаев связаны с разрушением фронтальных частей надвиговых систем. В микститах выделяют два главных элемента. Это разновеликие массивы из прочных обычно однотипных пород, называемых олистолитами, и матрикс – хаотическое скопление мелких обломков из вмещающих толщ осадочного происхождения без признаков синхронной эндогенно-тектонической переработки.

Ярким примером современного гравигенного микстита юга Горного Крыма является *Массандровская олистострома*, названная нами по ранее выделяемой одноименной “свите” неоген-четвертичного возраста. Матрикс сложен ожелезненными известняковыми брекчиями красного и бурого цвета, местами с цементом и прослоями бурых суглинков. Брекчии хаотические, иногда грубослоистые, по-разному уплотненные. В плане они распространены в виде оползневых и обвальных шлейфов, а в разрезе – имеют линзовидное строение, толщиной до сотен метров. Местами в составе матрикса участвуют нижележащие породы таврической серии и меланжи, слагающие многочисленные оползни южного берега Крыма. Наиболее широко последние распространены в полосах развития Подгорного и Южнобережного меланжей.

Олистолиты сложены плотными верхнеюрскими известняками. Их размеры от десятков и сотен метров достигают первых километров. При смещении на несколько километров по подстилающим глинистым толщам, некоторые массивы разворачивались на 90^0 (г. Кошка), некоторые двигались не всегда перпендикулярно склону (м. Айтодор, ск. Ласпи) (см. рис. 27). Часто олистолиты приобретают больший наклон слоистости, чем в коренном массиве Главной гряды гор, и нарушены разноориентированными субвертикальными сколами торошения. Сползание олистолитов не ограничено берегом. Часть из них видна в море

(ск. Адалары), а часть расположена под водой на шельфе и континентальном склоне в 10 – 20 км от Главной гряды гор.

Подводная *Южнокрымская олистострома* неоген-четвертичного возраста выделена при изучении материалов сейсморазведки и драгирования на континентальном склоне Черного моря (Юдин, 1999, Юдин и др, 2000). Она прослежена более чем на 170 км широкой 20–30-километровой полосой, в которой обособлены крупные, до нескольких километров олистолиты. По расчетам М.Е. Герасимова, толщина олистостромы местами превышает 3 км, а объем – более 10 тыс. км³. На севере, у бровки континентального склона, она начинается структурами отрыва: крутыми и пологими сбросами, ущельями, раздвигами и грабенами, которые формируют весьма контрастный подводный рельеф. На юге тело микстита клинообразно входит в мощные субгоризонтальные кайнозойские толщи абиссали и частично перекрывается ими. В приконтактной полосе локально развиты мелкие складки и надвиги, свидетельствующие об активности фронтальной зоны.

Восточнее выделена *Южнокерченская олистострома* также неоген-четвертичного возраста. По материалам сейсморазведки она прослежена на 100 км в широкой (40–50 км) полосе вдоль континентального склона от меридиана г. Феодосии до Керченского пролива. Толщина хаотического комплекса, выклинивающегося к северу, составляет 0.5–1 км, местами достигая 2 км. Из-за слабой уплотненности сползающих кайнозойских толщ, олистолиты, размерами до 1–2 км, здесь менее четкие, чем в Южнокрымской олистостроме. Однако, они также создают относительно контрастный рельеф на пологом континентальном склоне. Микстит резко несогласно перекрывает эндогенные принадвиговые складки южной вергентности. В отличие от Южнокрымской, Южнокерченская олистострома в абиссали Черного моря не вклинивается в горизонтально залегающие отложения, а сочленяется с ними постепенным пилообразным контактом с чередованием оползневых и осадочных отложений. В южном ограничении на поверхности дна отмечается вал выпирания. Севернее, на широком пологом шельфе, в 4 – 6 км от берега, известны мелкие олистолиты из известняков неогена (ск. Корабль-Камень,

банка Анисимова и др.). В береговых отложениях в неоползших миоценовых известняках наблюдаются трещины отрыва и гравигенные сбросы (м. Опук). Генетически и морфологически эти образования сходны с Массандровской олистостромой, но сложены более молодыми известняками. Подстилающие мощные пластичные толщи глин майкопской серии не позволяют удерживать рельеф и расплываются. Этим объясняется отсутствие на Керченском полуострове высоких Крымских гор, несмотря на сходные по сложности неотектонические структуры и сейсмичность.

Горнокрымская олистострома более древнего (раннемелового) возраста не менее грандиозна по масштабу распространения и размерам. Она выделена на обширной территории Главной гряды и ее предгорий, размерами 20х150 км [104 и др.]. Матрикс микстита сложен нормально-осадочными и хаотически перемешанными породами нижнего мела. Более 100 олистолитов размерами от десятков-сотен метров до километров, а также крупных пластин - олистоплаков до первых десятков километров состоят из мраморовидных известняков и локально подстилающих конгломератов верхней юры. Они слагают возвышенности и яйлы Главной гряды гор. Как видно на рис. 27, массивы расположены незакономерно, разрозненными пятнами.

Большинство исследователей в течение 50 лет считали, что верхнеюрские известняки расположены на месте своего образования и стратиграфически налегают на отложения позднего триаса – средней юры. По краям массивов обычно выделялись или вертикальные межблоковые разломы-сбросы или ингрессионные прилегания нижнемеловых глинистых отложений. Однако, еще в начале века, задолго до появления вышеуказанной концепции М.В. Муратова, в работах К.К. Фохта, Д.В. Соколова, А.С. Моисеева и др. отмечались надвигания известняков на толщи разного возраста. В 80-90х годах Ю.В. Казанцев, а затем И.В. Попадюк, С.Е. Смирнов и др. стали интерпретировать массивы как тектонические останцы ранее единого эндогенного «покрова Яйлы», надвинутого с юга. Другая группа исследователей из Московского университета, разделяя представления об аллохтонном залегании известняков, обосновывало их эндогенное шарьирова-

ние в основном с севера из «Лозовской зоны смятия» (В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин).

Споры по проблеме и конкретным объектам продолжались много лет. Они стали разрешимыми после анализа строения современных олистостром. При движении отдельно взятого олистолита, в его основании при низких температурах и давлениях формируется зона брекчирования и развальцевания, то есть гравигенно-тектонический контакт. Пологая фронтальная часть того же массива может “впахиваться” в матрикс с образованием субстратиграфического и стратиграфического налегания на него осадочных пород. По бокам даже при значительных смещениях формируются прилегающие контакты типа ингрессионных или маломощные зоны брекчирования вдоль крутых краев олистолита. Таким образом, крайне противоречивые на первый взгляд типы контактов вокруг одного массива становятся вполне естественными и объяснимыми.

Тектонические контакты в основании массивов из верхнеюрских известняков и конгломератов наблюдаются в абсолютном большинстве обнаженных участков. Особенно хорошо это видно в карьерах, разрабатывающих тектоническую брекчию оснований олистолитов (Мраморный, Гасфортский, Халыч-Бурукский, Агармышский и др.). В них, и естественных обнажениях под массивами, отмечаются более молодые, нижнемеловые глины. Это подтверждено бурением в Юго-Западном Крыму (скв. 48, 71), в карьере Мраморном у с. Краснопещерское и др. При этом ниже, под раннемеловыми породами и по бурению, и по обнажениям расположен таврический флиш без признаков позднеюрских известняков.

Во многих участках Главной гряды верхнеюрские известняки и конгломераты залегают и на более древних дислоцированных толщах позднего триаса-средней юры. Несмотря на признаки тектонической переработки, многими геологами эти контакты до сих пор считаются стратиграфическими. Однако в ряде случаев нами в зонах контактов обнаружены линзы еще более молодых глин с фауной нижнего мела [104]. Примеры тому – южный и западный склоны г. Демерджи, западный склон г. Бойко, южный склон г. Ай-Петри и ск. Ласпи. Такой феномен объясняется

неполным пережатием (при сползании олистолита) глин нижнего мела, которые под Главной грядой сохранились лишь фрагментарно.

Таким образом, олистолиты Горнокрымской олистостромы залегают через гравигенно-тектонические контакты на, и внутри толщ нижнего мела, а при ее пережатии или отсутствии – на флише таврической серии, на среднеюрских песчаниках и на тектонических меланжах по ним. В Восточном Крыму они также подстилаются малосмещенным (“крымским”) верхнеюрским карбонатно-терригенным комплексом. Нигде олистолиты не перекрывают верхнемеловых толщ. Их сползание на расстояние 20–30 км происходило с юга. Оно связывается с располагавшимся южнее предпозднемеловым поднятием, предшествовавшим рифтогенному раскрытию Черного моря. Важно отметить, что на другом склоне палеоподнятия, в Турции присутствуют аналогичные массивы верхнеюрских известняков сползавших к югу.

Залегание пород в олистолитах обычно субгоризонтальное, но вдоль Южного Крыма в них есть наложенные эндогенные кайнозойские надвиги северного падения, местами образующие чешуйчатую структуру Главной гряды гор (рис. 24, 27). Кроме того, в Предгорном Крыму олистолиты нарушены региональным Мраморным ретронадвигом южного падения, вдоль которого локально развиты принадвиговые складки северной вергентности (см. рис. 23, 25, 26). Ретронадвиг четко выявлен в рельефе, по гипоцентрам землетрясений и перебурен у с Мраморное, где под верхнеюрскими породами вскрыты глины верхнего апта.

Таким образом, в Крыму выделена и обоснована гигантская Горнокрымская ископаемая олистострома раннемелового возраста с крупными олистолитами верхнеюрских известняков. Специальная реконструкция показала, что известняки формировались на среднеюрских отложениях, которые ныне сильно сокращены горизонтальным сжатием в кайнозое. Их первоначальное положение было в 20–30 км южнее, на месте современной северной акватории Черного моря.

В Горном Крыму существует еще одна *Яйлинская олистострома* позднеюрского возраста. О ее наличии свидетельствуют отдельные глыбовые горизонты и мелкие, до десятков метров,

олистолиты в составе верхнеюрских известняков Главной гряды и разновозрастной карбонатно-конгломератовой толщи Восточного Крыма. Распространение этой олистостромы локально и несопоставимо с основными: Горнокрымской, Массандровской, Южнокрымской и Южнокерченской. В итоге в Крыму и прилегающей акватории выделено 5 крупных олистостромовых комплексов разного типа и возраста. Более мелкие оползневые образования (Джангульское оползневое побережье, мыс Казантип и др.) – локальны и не образуют отдельных олистостром из-за отсутствия значительного перепада рельефа.

5. 2. Керченско-Таманский поперечный прогиб

Этот прогиб разделяет складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа и в меридиональном сечении – впадины Азовского и Черного морей. Он имеет явно наложенный характер и сложился как единая структура не ранее олигоцена, т.е. одновременно с началом становления Крымского и Кавказского орогенов и сопровождающего их с севера Индоло-Кубанского прогиба. По отношению к последнему он занимает приподнятое положение и скорее является порогом между ним и Черноморской впадиной, подобно порогу между Средним и Южным Каспием (см. ниже). По аналогии можно подозревать, что по доолигоценным, т.е. домайкопским образованиям крымско-кавказские связи были более тесными, чем это вырисовывается в современной структуре.

В настоящее время различия между Крымом и Кавказом находят свое отражение в различиях структуры Керченского и Таманского полуостровов, из которых первый в общем достаточно тесно связан с Горным Крымом, а второй – с Северо-Западным Кавказом. Эти различия дают основание некоторым исследователям (И.А. Воскресенский, В.И. Попков) предполагать, что через Керченский пролив проходит палеотрансформный разлом. В.В. Юдин не разделяет это мнение и предполагает существование плавного перехода керченских складок в таманские. Эти разногласия касаются и ограничений Керченско-

Таманского прогиба на западе и на востоке. Восточное ограничение совмещается В.И. Попковым с Джигинским меридиональным разломом – правым сдвигом. Существование аналогичного раздела на западе, к западу от г. Феодосия, давно предполагалось рядом исследователей, но отрицалось другими; оно отрицается в настоящее время и В.В. Юдиным. Следует, однако, указать, что ступенчатое погружение Большого Кавказа на запад по серии поперечных флексурно-разломных зон является практически общепризнанным.

В структуре Таманского полуострова выделяется два главных элемента – Северо-Таманский вал и Ахтанизовско-Кызылташская зона к югу от него.

Северо-Таманский вал установлен по меловым отложениям сейсморазведкой и позднее подтвержден данными бурения. Вал представляет поднятие субширотного (запад-юго-западного) простирания в северной части полуострова, осложненное рядом складок. Эти последние в целом совпадают с положением антиклиналей в миоценовых отложениях на поверхности. Однако имеются случаи некоторого несовпадения. Так, скв. 5 Тамань, приходящаяся на наиболее высокую точку по отложениям верхнего мела, на поверхности располагается в седловине между антиклиналями Фонталовской и горы Горелой по миоцену.

Складки осложнены диапирами, ядра которых слагаются майкопскими отложениями и несут грязевые вулканы. По данным Б.М. Никифорова и Т.А. Малаховой палеоцен-эоценовые отложения, вскрытые на площадях Фонталовская, Кучугуры и скв. 5 Тамань, по составу коррелируются с разрезами Псебепско-Гойтхской зоны Северо-Западного Кавказа, где они вскрыты скважинами. Верхнемеловые отложения указанных площадей Северо-Таманского вала представлены карбонатным субфлишем, по составу и мощности, характерным также для Псебепско-Гойтхской зоны. На соседней с юга Запорожской площади (скв. 20) верхнемеловые и палеоцен-эоценовые отложения, представленные соответственно карбонатным и терригенным флишем, относятся уже к Новороссийской литофациальной зоне, т.е.

представляют отложения, присущие зоне Южного склона Северо-Западного Кавказа.

Исходя из приведенной характеристики отложений и структурного положения складок, Северо-Таманский вал, за исключением Запорожской антиклинали, необходимо отнести к Псебеско-Гойтхской зоне. Относительно Джигинско-Варениковского блока Северо-Таманский вал сдвинут по Джигинскому разлому на север и, как и вся зона Таманского полуострова, структурно располагается глубже северо-западного окончания Кавказа, полностью перекрываясь майкопом и более молодыми осадками. На севере Северо-Таманский вал надвинут на западное продолжение Западно-Кубанского прогиба.

Ахтанизовско-Кизилташская зона охватывает основную, лежащую южнее Северо-Таманского вала, часть полуострова и распространяется на юго-запад в акваторию Черного моря. От северо-западного погружения Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба эта зона отделяется поперечным Джигинским разломом. По сравнению с Северо-Таманским валом зона резко погружена по подошве майкопской серии: в расположенной непосредственно к югу от вала скв. № 1 Ахтанизовская эта поверхность залегает на глубине ниже 4500 м, а в скв. 2 Тамань — ниже 5633 м.

Ахтанизовско-Кизилташская зона во вскрытом бурением интервале слагается мощной, свыше 5 км, толщей неогеновых и майкопских отложений, дислоцированных в субпараллельные цепи относительно узких антиклиналей с крутыми (до 70°) крыльями, разделенных широкими плоскими синклиналями. Складки имеют диапировое происхождение, вдоль сводов нарушены разрывами, осложнены многочисленными грязевыми вулканами и образовавшимися в результате их деятельности синклиналями вдавливания. Стратиграфическое положение корней вулканов, как и на Северо-Таманском валу, остается неясным. Обычно считают, что они вряд ли проникают глубже майкопской серии.

Оси складок имеют субширотное (запад-юго-западное) простирание в северной и центральной частях зоны и отчетливое

юго-западное – южнее. Сейсморазведкой складки прослежены в акватории, где они еще больше разворачиваются в юго-западном направлении и имеют почти горизонтальное зеркало по поверхности миоценовых отложений; по кровле майкопской серии они слабо погружаются на юго-запад, достигая глубины 2000 м. Считается, что в море складки имеют также диапировое строение с ядрами из майкопских отложений. Своды складок осложнены синклиналями вдавливания.

Ахтанизовско-Кизилташскую зону можно рассматривать как продолжение зоны Южного склона Большого Кавказа, смещенной по Джигинскому разлому на север. Между Северо-Таманским валом и Запорожской антиклиналью проходит Пограничный разлом, по которому вал взброшен относительно Ахтанизовско-Кизилташской зоны.

5.3. Большой Кавказ

Южную часть карты занимает альпийское складчато-покровное горное сооружение Большого Кавказа, протягивающегося на 1300 км от Таманского п-ова на ЗСЗ до Апшеронского п-ова на В-ЮВ при ширине 100–150 км. Это сооружение достаточно четко делится на четыре сегмента; два наиболее протяженных отвечают Центральному и Восточному Кавказу; к первому на западе примыкает Северо-Западный, а ко второму на востоке – Юго-Восточный Кавказ. На севере Большой Кавказ окаймляется молассовыми краевыми прогибами – Западно-Кубанским и Терско-Каспийским, а в промежутке непосредственно граничит со Скифской платформой. На юге Большой Кавказ контактирует Закавказским срединным массивом – палеомикроконтинентом, краевая часть которого, именуемая на западе Гагра-Джавской, а на востоке Кахетино-Вандамской зоной, оказалась втянутой в новейшее поднятие этого орогена. Мы начнем его описание с центрального сегмента.

Наиболее северной зоной Центрального Кавказа считается зона, выделяемая под названием *Бечасынской* или *Лабино-Малкинской*. Фактически она представляет собой южную часть Северо-Кавказской моноклинали – поднятого при формировании Большого Кавказа южного края Скифской платформы, поскольку она имеет идентичное с последней двухъярусное строение, а ее осадочный чехол, включающий отложения от юрских до нижнемиоценовых, по составу и фациальному характеру не отличается от чехла этой платформы. На юге его обнажения заканчиваются куэстами Пастбищного (верхний мел) и Скалистого (верхняя юра) хребтов. В бассейне р. Малки, расположенному на самом приподнятом участке поперечного Транскавказского поднятия, из под чехла, начинающегося непосредственно нижним мелом, выступают породы герцинского фундамента, которые, по современным данным, представляют частично автохтон, а частично аллохтон, состоящий из пакета тектонических покровов, переброшенных из более южной зоны Передового хребта. Автохтон представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами чеченской и других свит; их не очень надежные радиометрические датировки указывают на верхнерифейский возраст. Аллохтонный комплекс состоит из нескольких синформно залегающих покровных пластин – нижней зеленосланцевой хасаутской, так же, вероятно, верхнерифейского возраста, а выше еще слабее метаморфизованных Уртешской, сложенной аркозовыми песчаниками предположительно ордовикско-нижнесилурийского возраста, и Лахранской, представленной кремнистыми метатерригенными породами с фауной верхнего силура – нижнего девона. Все эти покровы вместе с автохтоном прорваны позднепалеозойскими микроклиновыми гранитами, интрузии которых широко распространены в данной зоне.

Ее северную границу по фундаменту составляет Черкесский разлом. На его пересечении с полосой поперечного поднятия расположена группа позднемеловых–раннеплиоценовых лакколитов и магматических диапиров Кавказских Минеральных Вод, ядра которых сложены гранит- и гранодиорит-порфирами. А в

бассейнах Баксана, Чегема осадочный чехол перекрыт полем кислых лав и игнимбригов позднеплиоценового возраста.

К западу и востоку от полосы максимального поперечного поднятия разрез осадочного чехла пополняется снизу сначала ниже- и среднеюрскими терригенными, а затем и верхнеюрскими сульфатно-карбонатными отложениями, получающими широкое развитие уже в пределах собственно Скифской платформы.

Зона Главного хребта представляет собой кристаллическое ядро орогена Большого Кавказа, выступающее на поверхность в его центральном сегменте между Военно-Грузинской дорогой на востоке и меридианом Сочи на западе. Основную роль в сложении зоны имеет полиметаморфический комплекс с участием полифациальных и разновозрастных гранитоидов, сформированный в возрастном диапазоне от среднего (?) или нижнего протерозоя до раннего карбона и окончательно – к среднему карбону, о чем свидетельствует несогласное залегание отложений этого последнего возраста на восточном погружении кристаллического комплекса данной зоны. В ее строении участвуют также сланцево-диабазовые образования лейаса–аалена, выполняющие узкие, щелевидные синклинали со срезанными надвигами северными крыльями, зажатые между валообразными или куполовидными поднятиями кристаллического комплекса.

Становление внутренней структуры кристаллического комплекса завершилось внедрением позднепалеозойских двуслюдяных или микроклиновых постметаморфических гранитов, а совместные деформации этого комплекса и юрских образований относятся ко второй половине средней юры, о чем свидетельствуют секущие их интрузии гранитов датского Санчаро-Кордывского комплекса. Зона претерпела и позднеальпийские деформации, а также явилась ареной позднеплиоценового – вулканизма и плутонизма в форме гипабиссальных интрузий гранитоидов. Северной границей зоны является упоминавшаяся уже выше Пшехиш-Тырныаузская зона разломов, а южная граница образована пологим надвигом рассматриваемой зоны на смежную зону Южного склона.

Зона Главного хребта разделяется на две подзоны: северную Эльбрусскую и южную Перевальную, разделенные в современ-

ной структуре вертикальными разрывами. В составе гранитно-метаморфического комплекса Эльбрусской зоны различают автохтон и аллохтон. Автохтон образован в основном орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, пара- и ортоамфиболитами, а также гранитоидами нескольких генераций. Радиометрические датировки указывают на неоднократное проявление процессов метаморфизма – сначала прогрессивного, от предположительно среднепротерозойского (гренильского) – 1,3 – 1,2 млрд. лет и позднебайкальского (540–522 млн. лет) до регрессивного позднекаледонского и раннегерцинского. Аллохтон Эльбрусской подзоны представлен Макерским тектоническим покровом, перемещенным с юга из Перевальной зоны. Возраст пород этого покрова предположительно нижнепалеозойский, сложен он метапелитовыми сланцами и амфиболитами и так же, как и автохтон, интрузивными позднепалеозойскими гранитами.

Перевальная подзона зоны Главного хребта состоит из двух пакетов тектонических покровов, в каждом из которых выделяется несколько покровных пластин. Один из этих пакетов – Бульгенский комплекс включает две пластины, вероятно, позднепротерозойского возраста, судя по радиометрическим датировкам достигающим 600 млн. лет. Один из них содержит фрагменты метаофиолитов. Верхняя пластина комплекса, преимущественно сланцевая, имеет, скорее всего, нижнепалеозойский возраст, и именно ей отвечает аллохтон Эльбрусской подзоны. Второй покровный пакет – Лабинский сложен метаморфическими сланцами и гнейсами, содержащими ниже- и среднепалеозойские органические остатки. Оба комплекса метаморфизованы в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой, содержат гранитоиды позднебайкальского (Бульгенский комплекс), каледонского и раннегерцинского возраста и прорваны позднепалеозойскими гранитами. Предполагается, что первоначально в пределы Эльбрусской подзоны были шарьированы покровы из Перевальной подзоны, а затем Эльбрусская подзоны была надвинута на Перевальную (рис. 28).

Зона Южного склона, в общем, отвечает центральной части Большекавказского юрского окраинно-морского бассейна Тетиса, и основная роль в его сложении соответственно принадлежит

граувакково-черносланцевой формации нижней и средней юры, имеющей весьма значительную мощность. Однако в связи с тем, что данный сегмент орогена находится в полосе Транскавказского поднятия, здесь, а именно в ядрах двух антиклинорий – Верхне- и Нижнесванетских на поверхность выступает доюрский, точнее среднедевонско-триасовый Дизский метатерригенный комплекс, отделенный от юрского несогласием и скачком метаморфизма (он сложен филлитами, а юра – глинистыми сланцами).

На востоке, в бассейне верховьев р. Риони из под надвига зоны Главного хребта появляется, вклиниваясь между ним и сванетскими антиклинориями, сиклинорная полоса, сложенная верхнеюрским и меловым флишем, надстраивающим разрез сланцевого лейаса и доггера. Все три комплекса, слагающие зону Южного склона, – дизский, сланцевый и флишевый – интенсивно деформированы и имеют изоклинально-чешуйчатую структуру. На юге зона Южного склона круто надвинута на Гагро-Джавскую зону – переходную к Закавказскому срединному массиву-палеомикроконтиненту.

5.3.2. Восточный Кавказ

В пределах восточного сегмента орогена Большого Кавказа находят свое продолжение лишь две южные зоны Центрального Кавказа – зона Главного хребта (и то без северной подзоны) и зона Южного склона, но последняя заметно расширяется и по существу охватывает и осевую часть сооружения. Зона Передового хребта по мезозойско-кайнозойскому комплексу относится уже к Скифской платформе и вместе с северной подзоной зоны Главного хребта полностью уходит под наложенный Терско-Каспийский передовой прогиб. Полоса развития шельфовых верхнеюрско-нижнепалеогеновых отложений, продолжающих аналогичную полосу Северо-Кавказской моноклинали, здесь сдвигается к югу и может рассматриваться как гомолог этой полосы Центрального Кавказа. Узкая в Кабарде и Осетии, она расширяется в Чечне и особенно в Дагестане, где слагает нагорье Известнякового Дагестана. При этом она изменяет свое прости-

вание с субширотного на юго-восточное, а на повороте образуют выступ к северо-востоку, известный под названием Дагестанского клина и характеризующийся сложной и своеобразной структурой.

Структура этой зоны начинает усложняться южновергентными надвигами уже при переходе от Кабарды к Осетии и Ингушетии, а в пределах Дагестанского клина на северовергентные надвиги в доолигоценых отложениях накладываются более поздние южновергентные надвиги в олигоцене – неогене. Известняковый Дагестан характеризуется развитием сундучно-коробчатой складчатости, а в южном направлении происходит воздымание шарниров складок и выклинивание сначала отложений неокома, верхней и почти всей средней юры, а затем и всего мела и выходом на поверхность средней юры. Эти изменения связаны с переходом к Самуро-Песчаномысскому поднятию, пересекающему юг Среднего Каспия [16, 17] и представляющего выступ Скифской платформы, достигающий северо-восточного Азербайджана.

Центральная зона Восточного Кавказа сложена мощной песчано-сланцевой формацией лейаса–аалена с подчиненным участием основных и кислых вулканитов, а также силлов, даек и гипабиссальных интрузивных тел. Она смята в мелкие, разбитые кливажом и взбросо-надвигами, сильно сжатые прямые складки, образующие два линейных поднятия – антиклинории Бокового и Главного хребтов, разделенных узким синклинорием. На западе в ядрах антиклинориев местами обнажены образования верхов палеозоя – триаса.

Антиклинорий Главного хребта надвинут к югу на зону Южного склона, в которой сланцевая формация лейаса–догтера перекрывается также мощной флишевой формацией верхней юры. Вместе они образуют достаточно типичную аккреционную призму и участвуют в южновергентной складчато-надвиговой структуре с отдельными довольно крупными тектоническими покровами, перемещенными на десятки километров к югу. Зона в целом надвинута на краевое Кахетино-Вандамское поднятие – аналог и продолжение Гагра-Джавского центрального сегмента орогена – выступа Закавказского срединного массива и элемента Северо-Закавказской магматической дуги.

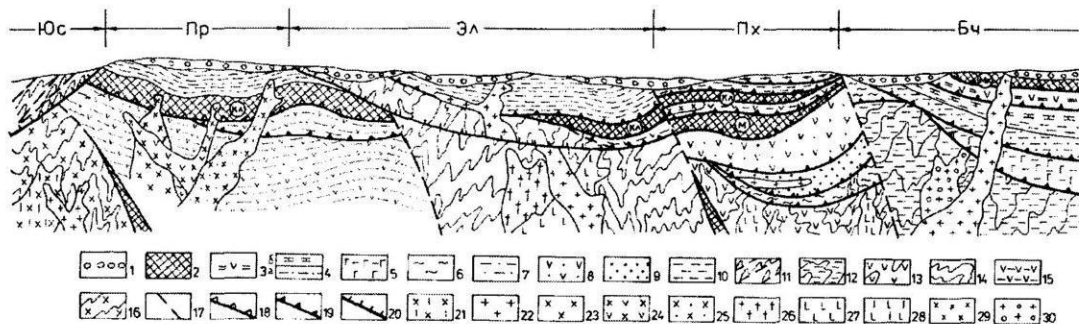


Рис. 28. Принципиальная схема доальпийского строения современного Большого Кавказа [18].

1 - Верхнепалеозойские молассовые отложения (неоавтохтон); 2 - фрагменты океанской коры в предполагаемых сутурных зонах и в аллохтонном залегании (буквы в кружках - офиолитовые покровы: Кл - Клычская, а также Кассарская, Дамхурцевская тектонические пластины и их аналоги в Эльбрусской подзоне и зоне Передового хребта, М - Марухский, МК - Малкинский); 3-11 - тектонические покровы: 3 - Лахранский покров - кремнисто-терригенные отложения с примесью вулканогенного материала (силур-девон), 4 - Урлешский покров: а - зеленосланцевые флишеидные туфоосадочные породы шиджатмазской свиты (верхний протерозой?). б - аркозовые и кварцитовидные песчаники урлешской свиты (ордовик? - нижний силур) и алевролиты и известняки манглайской свиты (силур - нижний девон), 5 - Хасаутский покров - зеленосланцевые вулканогенно-осадочные отложения (средний палеозой?), 6 - Шаукольский покров - порфиробластические плаги-осланцы (протерозой), 7 - Лаштракская покровная пластина (часть Ацгаринского покрова) - метапелиты (нижний-средний палеозой), 8 - Кизилкольский покров - базальтовые и андезибазальтовые лавы, туфотурбидиты, кремни и известняково - терригенные породы (девон-низы карбона), 9 - Тоханский покров - алевролиты, филлиты, песчаники, фтаниты, флишевые олистостромы, известняки, андезиты, риолиты (силур - ранний карбон), 10 - Макерский покров и его аналоги в зоне Передового хребта (покровная пластина в составе Ацгаринского покрова и в Перевальной подзоне Главного хребта (часть Буульгенского комплекса) - метапелиты, амфиболиты и амфиболовые сланцы (нижний палеозой?), 11 - Дизский покров - слабометаморфизованные в основном терригенные отложения (девон-триас); 12—16 - автохтонные и паравтохтонные комплексы: 12 - бечасынская, чегемская и верхнекубанская свиты Бечасынской зоны - амфиболиты и разнообразные сланцы (протерозой), 13 - Блыбский комплекс зоны Передового хребта (балканская и армовская свиты) - гранатовые амфиболиты и сланцы, плагиогнейсы, эклогиты, серпентинизированные гипербазиты (докембрий), 14 - инфраструктура Эльбрусской подзоны Главного хребта - метапелитовые кристаллосланцы, слюдяные парагнейсы, пара- и ортоамфиболиты (докембрий), 15 - гвандринская свита Буульгенского комплекса и ее аналоги в зоне Передового хребта - покровная пластина в составе Ацгаринского покрова в Эльбрусской подзоне и покровная пластина в составе Макерского покрова - метапелиты, амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты (поздний протерозой), 16 - гнейсово-мigmatитовый комплекс Черноморско-Центральнозакавказского террейна (докембрий); 17 - разрывные нарушения; 18-20 - подошва тектонических покровов: 18 - позднебайкальских, 19 - герцинских (саурских), 20 - раннекиммерийских; 21-30 - гранитоидные комплексы: 21 - докембрийские кварцеводиоритовые ортогнейсы Дзирульского массива, 22 - позднегерцинские микроклиновые граниты во всех зонах Большого Кавказа, 23 - позднебайкальские плагиограниты Перевальной подзоны Главного хребта, 24 - бретонские или догерцинские габбро-диориты-кварцевые диориты Перевальной подзоны, 25 - судетские кварцевые диориты и плагиограниты Перевальной подзоны, 26 - позднебайкальские гранодиоритовые ортогнейсы Эльбрусской подзоны Главного хребта, 27 - бретонские плагиограниты и гранодиориты Эльбрусской подзоны, 28 - позднекаледонские плагиограниты и плагиогнейсы зоны Передового хребта, 29 - бретонские кварцевые диориты-тоналиты-трондземиты, 30 - раннекаледонские плагиогранит-гранодиоритовые ортогнейсы Бечасынской зоны Ю - зона Южного склона, Пр - Перевальная подзона, Эл - Эльбрусская подзона, Пх - зона Передового хребта, Бч - Бечасынская зона.

К юго-востоку от нижнего течения р. Самур происходит переход к юго-восточному погружению складчатого сооружения Большого Кавказа. Он сопровождается новым расширением южных зон. Вся зона Известнякового Дагестана уходит за Самуром под Кусаро-Девечинский молассовый прогиб, который кулисообразно подставляет Терско-Каспийский прогиб, замыкающийся в море перед Самуро-Песчаномысским поднятием. Кусаро-Девечинский прогиб простирается субшироотно и заполнен олигоцен-четвертичными молассами, включающими и нижнеплиоценовую толщу, называемую в Азербайджане продуктивной и отсутствующую в Терско-Каспийском прогибе. Кусаро-Девечинский прогиб продолжается в море Северо-Апшеронским прогибом. С юга на него надвинуто суженное продолжение антиклинория Бокового хребта Восточного Кавказа, сложенное среднеюрской глинистой толщей, надстроенной здесь верхнеюрским барьерным рифом – гомологом барьерных рифов северного склона Восточного и Центрального Кавказа. Эти рифовые массивы здесь испытали в середине раннего мела тектоническое смещение к югу с перекрытием неокомских и более древних отложений смежной Хызыпской зоны, представляющей сильно расширенное продолжение синклинория, разделяющего на Восточном Кавказе антиклинории Бокового и Главного хребтов.

Она сложена глинистым нижнемеловым и карбонатным верхнемеловым «грубым флишем» с горизонтами олистостромов из верхнеюрских известняков, а на востоке в синклиналях появляются палеоцен и миоцен. Простирающееся южнее продолжение антиклинория Главного хребта сохраняет в ядре обнажения средней юры до пересечения Западно-Каспийским поперечным разломом – одним из разломов, по которому наряду с Самурским и Яшминским происходит ступенчатое погружение горного сооружения в сторону Каспия. Восточнее этого разлома в ядре поднятия выступают уже меловые отложения, трансгрессивно перекрывающие юрские, а на морском продолжении поднятия и они несогласно перекрываются олигоценом и неогеном. Морские продолжения антиклинорий Бокового и Главного хребтов пред-

ставлены двумя цепочками брахиантиклиналей, пересекающими акваторию севернее Апшеронского полуострова в направлении Кубадага на туркменском побережье, но затухающих еще в море.

Восточное продолжение антиклинория Главного хребта надвинуто к югу, как и сам этот антиклинорий на зону Южного склона, здесь более широкую и сложенную меловым флишем, к которому на востоке присоединяются нижнепалеогеновый, а затем и глинистый олигоцен-миоцен (майкопская и диатомовая серии), а также трансгрессивно залегающий понт. Все допонтические отложения участвуют в сложении крупных тектонических покровов, перемещенных к югу на многие десятки километров.

На крайнем западе флишевая зона непосредственно граничит по крутому надвигу с краевым Вандамским поднятием – продолжением Восточно-Кавказского, а восточнее между к ними вклинивается и затем расширяется к востоку в погребенном виде, достигая Апшеронского полуострова (геофизические данные в интерпретации Т.Н. Кенгерли), Лагычский прогиб, заполненный мощными глинистыми отложениями майкопской серии. Этот прогиб является остаточным по отношению к флишевому бассейну Южного склона. К востоку от Западно-Каспийского разлома он сливается с аналогичным Шемахино-Кобыстанским прогибом, наложенным на погружение Вандамского поднятия и вместе с последним, включая в свой разрез и миоцен, они уходят на востоке в северную часть Южно-Каспийской впадины.

При этом в полосе северо-западного обрамления последней, включающего Апшеронский полуостров и восточный Кобустан, миоценовые и более древние отложения несогласно перекрываются плиоцен-нижнечетвертичной толщей, выполняющей Апшероно-Кобустанский периклиналиный прогиб и характеризующуюся совершенно иной складчатой структурой: широкие округлые синклинали, разделенные диапировыми антиклиналями доплиоценовых слоев или плиоценовыми же брахиантиклиналями, увенчанными крупными грязевыми вулканами.

На юге, уже за рамкой карты, Юго-Восточный Кавказ ограничен к востоку от Западно-Каспийского разлома Адригайско-Алятским разломом, по которому он надвинут на Нижне-Куринскую межгорную впадину.

Этот сегмент отделен от центрального сегмента Большого Кавказа Пшехско-Адлерской поперечной флексурно-разломной зоной. Аналогичные зоны разбивают его по ступеням, последовательно погружающихся к Керченскому проливу, где, по мнению И.А. Воскресенского и В.И. Попкова, проходит трансформный меридиональный разлом, разделяющий ороген Горного Крыма и Большого Кавказа. Наиболее крупными из этих зон являются Тупсинская и Джечинская (Анапская)

Подобно тому, как это происходит на юго-востоке, при переходе от Центрального Кавказа к Северо-Западному северные зоны первого уходят под краевой прогиб, в данном случае под Западно-Кубанский; это касается Бчасынской зоны и зоны Передового хребта. Доюрское кристаллическое ядро зоны Главного хребта погружается вдоль Пшехско-Адлерской поперечной зоны, и между ней и аналогичной Туапсинской зоной кулисообразно подставляется зарождающимся в пределах зоны Южного склона центрального сегмента Гойтхским антиклинорием, сложенным среднеюрской черносланцевой, с участием вулканитов, толщей. Она обладает достаточно сложной внутренней структурой и к западу от Туапсинской флексурно-разломной зоны погружается под трансгрессивно залегающие отложения верхней юры и нижнего мела.

Последние выступают западнее в пределах Псебепской антиклинальной зоны, могущей рассматриваться как продолжение Гойтхского антиклинория. Она разделяет два дофлишевых синклинория – Абино-Гунапский на севере и Новороссийско-Лазаревский на юге и прослеживается вместе с последними до Джигинской зоны разломов. Абино-Гунайская зона зарождается на востоке у Пшехской поперечной зоны; здесь слагающий ее флиш сменяет по латерали полосу барьерного рифа, отступающую затем к северу и прослеженную бурением уже вдоль границы Абино-Гунайской зоны с Западно-Кубанским прогибом, определяемой Ахтырским надвигом. Сама Абино-Гунайская зона сложена в основном верхнемеловым флишем, выполняющим широкие синклинали, разделенные узкими антиклиналями с вы-

ходами нижнего мела, осложненные крутыми надвигами преимущественно северной вергентности (Попков, 2006).

Южный флишевый синклиниорий Северо-Западного Кавказа – Новороссийско-Лазаревский, зарождается на востоке в бассейне р. Псоу, в южной части зоны Южного склона Центрального Кавказа и прослеживается далее вдоль побережья Черного моря до района Анапы, постепенно уходя своим южным крылом в пределы акватории. На востоке он надвинут в Сочинском районе на поднятие Ахцу-Кацырха – крайнее западное обнаженное звено Гагра-Джавской зоны – краевой зоны Закавказского срединного массива. На участке между Пшехско-Адлерской и Туапсинской поперечными зонами Новороссийско-Лазаревский синклиниорий характеризуется южно-вергентным покровным строением; наиболее южный из покровов – Воронцовский, переброшен через поднятие Ахцу-Кацырха и частично перекрывает простирающееся южнее последнего и выполненной аналогами майкопской серии Адлерский прогиб. К западу от Туапсе структура Новороссийско-Лазаревской зоны упрощается, но остается неизменно южно-вергентной, а слагающий ее флиш достигает очень значительной мощности.

К западу от Джигинского разлома происходит довольно резкое погружение структур Северо-Западного Кавказа под поперечный Керченско-Таманский прогиб, выполненный мощной майкопской серией (более 5 км!) и надстраиваемым ее неогеном. На Таманском полуострове В.И. Попков видит продолжение Гойтхско-Псебепского антиклинория в Северо-Таманском валу, но по ту сторону Керченского пролива и приуроченной к нему трансформы продолжение кавказских структур уже не улавливается.

6. ЧЕРНОЕ МОРЕ

Тектоническое районирование Азово-Черноморского бассейна базируется, в основном, на представлениях, которые были сформированы в период с конца 70-х до середины 90-х гг. XX в. по итогам более чем сорокалетних геолого-геофизических исследований на акваториях. Эти представления отражены в ряде фундаментальных публикаций. В них рассмотрена тектоника всего региона (Бончев, 1975, Хаин, 1977, 1984; Геология и нефтегазоносность..., 1979; Regional and Petroleum..., 1997), структура впадин Черного и Азовского морей в целом (Туголесов и др. 1985; Тектоника мезокайнозойских..., 1985; Monograph..., 1988; Строение и эволюция..., 1989; Альбом структурных..., 1989; Борков и др., 1994), а также структура отдельных крупных секторов в пределах акватории (Bončev, 1979; Геология и гидрология..., 1979; Геолого-геофизические..., 1980 и др.).

Новые геофизические данные по акваториям, которые начали появляться с конца 90-х гг., а так же частичная переработка и переинтерпретация старых сейсмических материалов позволили внести некоторые коррективы в сложившиеся представления, которые затрагивают структуру докайнозойского основания Черноморской впадины и доплитного комплекса Азовского моря.

Тектоническая зональность Азово-Черноморского бассейна в целом согласована с субширотной зональностью окружающих континентальных районов, а границы её отдельных новообразованных элементов иногда занимают секущее к этой зональности положение.

Северная субширотная зона бассейна, представленная северо-западным шельфом Черного моря и Азовским морем, сформирована на продолжающихся с суши структурах Восточно-Европейской и Скифско-Туранской (Скифская плита) платформ. С юга она ограничена Крымско-Кавказской складчато-орогенной системой, которая к западу от Крымского полуострова уходит в зону внешнего шельфа и континентального склона, где она отражается в фундаменте в виде слабо выраженных валообразных поднятий, прослеживаемых до глубин 6 – 9 км.

Центральная субширотная зона бассейна, соответствующая глубоководной впадине Черного моря, на востоке сопрягается с Риони-Куринским межгорным прогибом, имеющим примерно то же простираие и лежащим на одной оси с Черноморской впадиной. В западную часть впадины выходят структуры Мизийской платформы, южная часть которой (Придунайская синеклиза) также лежит на продолжении Черноморской впадины. Эти обстоятельства, наряду с наличием в каждом из названных элементов крупных глыбовых образований, часть которых имеет докембрийский возраст, позволила Бончеву (1975) высказать предположение об объединяющей эти структуры Понто-Каспийской плите, разрушенной последующими геодинамическими процессами.

Ввиду отсутствия данных, подтверждающих эту гипотезу, в предлагаемой схеме районирования выделяется два элемента, которые имеют в разной степени выраженные черты плитной структуры и разделены Западно-Черноморской впадиной. Это – собственно Мизийская платформа, с её восточной погруженной ступенью, и "Эвксинская" плита. Последняя занимает восточную глубоководную часть Черного моря и, судя по новым сейсмическим данным, включает как крупные блоки досреднеюрского фундамента с юрско-эоценовым плитным чехлом, так и разделяющие их грабены, свидетельствующие о деструкции этой плиты на стадии формирования новейшей Черноморской впадины. Одним из них является Восточно-Черноморская впадина.

Наконец, *Южная субширотная зона бассейна*, представленная шельфом и континентальным склоном Анатолийского полуострова, сопряжена с тектоническими зонами северного ограничения орогенов Западного и Восточного Понта в составе Балкано-Закавказской складчато-орогенной системы.

На северо-западный шельф Черного моря выходят Причерноморская моноклираль и Молдавско-Северо-Черноморская система прогибов, представляющие собой структуры Восточно-Европейской платформы. Моноклираль, развитая на южном склоне Украинского массива и занимающая в акватории район Одесско-Егорлыкского залива, охватывает зону с глубинами фундамента от 0 до 2000 м и сложена, в основном, отложениями

мела и кайнозоя, лежащими на породах древнего фундамента. В более западных континентальных районах в составе её осадочного чехла могут присутствовать и более древние осадочные комплексы, вплоть до кембрия.

Молдавско-Северо-Черноморской системе прогибов соответствует полоса с глубинами погружения фундамента от 1 – 3 км до 6 – 7 км. Эта полоса ограничена с юга зоной глубинных разломов, имеющей северо-восточное простирание и соответствующей южной границе Восточно-Европейской платформы. Главными элементами этой системы, представленными в акватории, являются Бессарабско-Кикийское поднятие и Северо-Черноморский прогиб.

Бессарабско-Кикийское поднятие, выходящее в акваторию на Одесско-Кикийском отрезке побережья, разбито разломами на ряд крупных блоков – о. Змеиногорского, Кикийский, Татарбунарский и др., между которыми в ряде случаев формируются прогибы, сложенные осадочными комплексами от верхнего протерозоя до кайнозоя (Крыловский прогиб).

Расположенный восточнее Северо-Черноморский прогиб занимает северную часть шельфа и прилегающую полосу побережья между Херсоном и Мелитополем. Прогиб заполнен мощной толщей меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Присутствие в низах разреза более древних комплексов отложений не установлено. Согласно данным по скважинам, пробуренным на Тендровской косе в центральной части прогиба, меловые отложения на глубинах более 2,6 км залегают здесь на докембрийском фундаменте.

Мизийская платформа выходит в западную часть Черного моря своей региональной восточной ступенью (плитой?), отделённой от континентального массива Калиакринским разломом и расположенными к западу от этого разлома морскими продолжениями поднятий Центральной и Южной Добруджи. В составе ступени предыдущими исследователями был выделен ряд блоков – Наневский, Крапец-море, Румынский, которые дали наименование выделяемым здесь крупным структурным элементам. Фундамент в пределах ступени погружен на глубины от 3 до 9

км; осадочный чехол предположительно может включать отложения от палеозоя (верхнего палеозоя?) до кайнозоя.

Расположенная к юго-западу от ступени Варненская впадина должна рассматриваться, скорее всего, как элемент двойной принадлежности – как часть Мизийской плиты по структуре доюрских комплексов [7, 8] и как часть Черноморской глубоководной впадины. Начиная с поздней юры, когда, судя по распределению мощностей верхнеюрских и вышележащих комплексов, становится весьма вероятной структурная связь между этими двумя бассейнами.

К структурным элементам Скифско-Туранской платформы, которая в северной зоне Азово-Черноморского бассейна представлена своей Скифской плитой, отнесено восточное замыкание системы поднятий Северной Добруджи (вал Голицына), Каркинитско-Сивашская система прогибов и морское продолжение структур Крымского свода.

На основании сравнительно редких данных морского бурения [7, 8 и др.] и, в значительной степени, по аналогии с хорошо разбуренными континентальными районами предполагается, что фундамент Скифской плиты на акватории может включать допермские (байкальский комплекс), палеозойские (герцинский комплекс) и триасовые (раннекиммерийский комплекс) образования.

Байкальский комплекс фундамента местами вскрыт скважинами в Западном Предкавказье (Ейский п-ов) и Равнинном Крыму, где он представлен, в основном, метаморфическими породами зеленокаменной стадии метаморфизма. Герцинский комплекс сложен средне-верхнепалеозойскими преимущественно терригенными реже – терригенно-карбонатными толщами, в разной степени дислоцированными и сравнительно слабо метаморфизованными, иногда содержащими интрузивные магматические породы. Этот комплекс разбурен в Равнинном Крыму (Вычеров, Есина, 1988), в Азовском море и на его восточном побережье (Есина, 1992 и др.). Раннекиммерийский комплекс включает триасовые и, частично, юрские отложения Северо-Западного шельфа Черного моря, Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья, разбуренные сравнительно небольшим числом

скважин как на суше, так и в пределах акватории Азовского моря. В континентальных районах Предкавказья отложения триаса представлены песчано-гравелитовой и вулканогенно-осадочной толщей. На северо-западном шельфе Черного моря, по аналогии с разрезами южной части Крыма, предполагается развитие песчано-алевролитоглинистых разрезов [7].

Осадочный чехол Скифской плиты в пределах акватории Черного моря почти повсеместно представлен меловыми и кайнозойскими отложениями, к которым в наиболее погруженных зонах Каркинитско-Сивашской системы прогибов снизу причленяются юрские толщи.

Наиболее крупным тектоническим элементом Скифской плиты на северо-западном шельфе Черного моря является региональная Каркинитско-Сивашская система прогибов, ограниченная на западе валом Голицына, в системе Северной Добруджи, а на востоке и юго-востоке – морскими продолжениями зон поднятий (валов), образующих внутреннюю структуру Крымского свода – Тарханкутской и Каламитско-Новосёловской. Глубины фундамента в пределах этой системы изменяются от 4 – 6 км в её внешних зонах до 9 – 10 км и более – в наиболее погруженных днищевых зонах грабенов.

Внутренняя структура этой системы образована рядом таких традиционно выделяемых крупнейших тектонических элементов, таких как Краевая ступень, Ильичёвско-Тарханкутская зона поднятий, Штормовой грабен и др. Характерной морфологической особенностью этих элементов является согласованность их простираций с простирациями, с одной стороны, элементов акваториальной части Мизийской плиты (Восточно-Мизийской ступени), а с другой – валообразных зон поднятий Степного Крыма. Это наводит на мысль о существовании единых условий тектонического развития всей этой полосы на стадиях, предшествующих формированию Черноморской впадины в её кайнозойских очертаниях, скорее всего – в течение поздней фазы киммерийского тектонического цикла.

Глубоководная впадина Черного моря по особенностям структуры отчётливо разделяется на две области – западную и восточную. В западной области, где фундамент, частично имею-

щий субокеаническую природу, погружен до глубины 15 – 16 км, а возможно и более, отчетливая морфологическая дифференциация структуры наблюдается лишь в прибортовых зонах. В восточной области, почти целиком относимой к Эвксинской субконтинентальной плите, фундамент обнаруживается геофизическими методами на максимальных глубинах 12 – 13 км. Здесь отмечается значительно более существенная дифференциация структуры её внутренних районов и выделяются такие крупнейшие системы поднятий как Центрально-Черноморская, с валами Архангельского и Андрусова, и Черноморско-Грузинская, включающая вал Шатского и Гудаутский (Сухумский) массив, а так же депрессионные зоны Туапсинского прогиба и Восточно-Черноморской впадины (Туголесов и др., 1985).

Последние сейсмические данные убедительно демонстрируют платформенный характер залегания домайкопского (юрско-эоценового) комплекса отложений на раннекиммерийском и более древнем основании как в самих зонах поднятий, так и на пологом юго-западном склоне Туапсинского прогиба. Однако эти данные, охватывая только северо-восточную часть акватории, не дают ответа на вопрос о природе Восточно-Черноморской впадины.

В то же время предварительные результаты выборочной переинтерпретации сейсмических материалов по региональным профилям 70-х – 80-х гг. указывают, с одной стороны, на вероятность развития здесь крупных вулканических сооружений, возможно синхронных эпохе формирования нижней части комплекса заполнения впадины (эоцен-нижний майкоп), а с другой – на вероятность проявления в разрезе толщи заполнения впадины (майкоп) проградационных структур, свидетельствующих о быстром, возможно лавинном, осадконакоплении в контуре впадины. Эти признаки могут свидетельствовать о достаточно мощных деструктивных процессах в земной коре, которые привели к разрушению плитной структуры в этой части бассейна и образованию в осевой зоне плиты рифтогенной впадины. Субконтинентальный или субокеанический тип её коры с редуцированным или местами отсутствующим "гранитно-метаморфическим" слоем определяется исходя из анализа данных глубинного сейсми-

ческого зондирования, магнито- и гравиметрии (Вольвовский, Вольвовский, 1975; Хаин, 1984; Monograph..., 1988; Маловицкий, Сенин, 1989 и др.). Однако рифтогенную структуру Черноморской впадины вряд ли следует рассматривать как прямое продолжение или ветвь Южно-Черноморской (Аджаро-Триалетской – Восточно-Понтийской) рифтовой системы, учитывая наличие своеобразного "порога" в виде Трабзонской перемычки между последней и Восточно-Черноморской впадиной. Представляется, что рифтогенез в этой впадине имеет, скорее всего, вторичный характер и вызван ("наведён") развитием более ранней (мел-палеоцен) и более мощной субширотной рифтовой системы, проходившей вдоль южной окраины современного бассейна.

По периферии плиты, примерно вдоль зон южного, восточного и северного (Прикрымского) континентальных склонов глубоководной котловины развита система прогибов (Сорокина, Гурийский, Колхидский), которые заполнены кайнозойскими отложениями, местами смятыми в линейные складки, параллельные простиранию длинной оси депрессии. Происхождение этих прогибов до конца не выяснено. С одной стороны по ряду внешних признаков, в частности – по общегеологической ситуации, они могут рассматриваться как продолжения орогенных прогибов прилегающих континентальных областей. Однако, с другой стороны, судя по некоторым особенностям внутренней структуры, в частности таким, как быстрое нарастание мощности неоген-четвертичных отложений в акваториальных районах прогибов, сопровождаемое наличием структурных порогов между их континентальными и морскими сегментами, они могут выступать в качестве самостоятельных элементов структуры Черноморской впадины – шовных прогибов, развивающихся вдоль границы погруженной Эвксинской плиты и окаймляющих её орогенных систем Большого Кавказа и Понта, по крайней мере – в неоген-четвертичное время.

В западной глубоководной области Черного моря может быть выделено три самостоятельных региональных элемента, отличающихся внутренней структурой. Основную часть области занимает собственно Западно-Черноморская впадина. К западу от неё у подножия Болгарско-Румынского континентального

склона расположена Первомайская складчатая зона; юго-восточную часть области занимает Синопский прогиб, частично выходящий на Анатолийское побережье Черного моря в районе г.г. Синоп, Бафра и Самсун.

Западно-Черноморская впадина, как упоминалось выше, характеризуется наиболее глубоко погруженными (до 14 км и более) фундаментом и, как следует из публикаций (Вольвовский, Вольвовский, 1975 и др.) наиболее обширной зоной утонённой до 18 – 20 км земной коры, в которой может отсутствовать её "гранитно-метаморфический" слой. Осадочное заполнение впадины представлено кайнозойскими и мезозойскими (юра, мел?) комплексами. Присутствие во внутренних районах впадины более древних, чем юрские, отложений проблематично, хотя и не исключается. Более древние – триасовые и, возможно, палеозойские отложения местами картируются сейсморазведкой в верхних частях западного, юго-западного и южного континентального склонов акватории и прилегающих шельфов.

Во внутренней структуре впадин выделяется три котловины частично обособленные слабо выраженными в рельефе поверхности фундамента перемычками. Наиболее крупная из котловин – Одесско-Синопская, расположена в полосе крупнейшего линейамента – линии Тойссера – Торнквиста, который протягивается вдоль ЮВ края Восточно-Европейской платформы, в направлении шовных систем Загроса (Хаин, 1977, 1984 и др.). Две других, значительно меньших по размерам котловины – Юго-Западная и Восточно-Бургасская, – выделяются в юго-западной части Западно-Черноморской впадины.

Вблизи западного континентального склона в структуре впадины выделяется район с поверхностью фундамента, приподнятой относительно днища Одесско-Синопской котловины на 1,5 – 2,0 км, а возможно и более. Точный контур этого района пока не ясен, однако его обобщенные очертания не исключают его вероятной первоначальной принадлежности к системе Мизийской плиты в эпохи, предшествующие формированию Черноморской впадины.

Ещё одним крупным элементом этой области является Первомайская складчатая система, примерно соответствующая со-

временной полосе западного континентального склона. Она выделяется по результатам комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в этой части бассейна в конце 70-х гг. Входящие в её состав валообразные зоны, согласно моделям, приведённым в указанных публикациях, образованы дислоцированными верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями, которые с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты верхнеюрско-кайнозойским осадочным чехлом.

Учитывая это, Первомайская система может рассматриваться как возможный аналог складчатых структур мегантиклинория Горного Крыма или как бывшее западное продолжение этого мегантиклинория, отделённое и смещённое относительно него по системе субмеридиональных сдвигов вследствие развития Одесско-Синопской котловины в кайнозое. Совокупность структурных элементов Первомайской складчатой системы, расположенных в зоне континентального склона и прилегающей с востока приподнятой области фундамента Западно-Черноморской впадины, вслед за Я.П. Маловицким и др. может быть определена как Западно-Эвксинская плита с частично, а местами и полностью разрушенным и переработанным древним (палеозойским и байкальским) фундаментом.

Синопский прогиб, как и прогибы рассмотренной выше системы шовных прогибов восточной области Черного моря, так же имеет, по-видимому, двойственную природу. Возникший первоначально как орогенный или надрифтовый прогиб на основании, образованном верхнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексом понтид, на последующих этапах он разделился на две части – южную, приконтинентальную, с глубинами фундамента 4 – 5 км и северную "прикотловинную", где фундамент погружен до глубин 7 – 10 км. Первая, заполненная палеогеновыми и неогеновыми отложениями, деформированными вместе с подстилающими породами, возможно, продолжает развиваться как передовой прогиб орогенной системы Понта. Вторая, ограниченная с юга тектоническим уступом, принадлежит уже к системе Черноморской глубоководной впадины и развивается как её краевой шовный элемент.

Структура южной субширотной зоны Азово-Черноморского бассейна, принадлежащая складчато-орогенной системе Балкан-Малого Кавказа, наименее ясна ввиду отсутствия достаточного объема фактических данных. Совместный анализ морфологии поверхности фундамента, данных о геологическом строении и тектонике прилегающих районов Балкан и Северной Анатолии, а так же некоторые материалы по грави- и магнитометрии этой зоны позволяют предполагать здесь наличие как минимум двух структурных зон. Северная, выделяемая как Прианатолийская зона дислокаций, по основанию континентального склона связывает структуры Болгарского Среднегорья и Восточного Понта и возможно представляет среднее звено известного здесь субширотного мел-палеогенового вулканического (рифтового?) пояса. В южной зоне, до глубин фундамента 2 – 5 км, с разной долей уверенности прослеживаются границы структурных элементов прилегающего массива Странджа и зоны Западного Понта, затопленным продолжением которого она, по-видимому, и является.

7. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

7.1. Добайкальская (донеопротерозойская) история.

Северная часть территории, охваченной картой, подстилается кристаллическим фундаментом раннедокембрийского возраста и первоначально относилась к палеоконтиненту, именуемому Балтикой. Кора этой области была сформирована не позднее конца раннего протерозоя, т.е. 1,7 – 1,65 млрд. лет тому назад и включает элементы как эпиархейской, так и эпираннепротерозойской консолидации, известные в пределах юго-восточной части Воронежского массива, в Приазовском массиве и Ростовском выступе [94, 97]. Тот же фундамент подстилает, вероятно, Астрахано-Актюбинскую зону поднятий на южной периферии Прикаспийской впадины. Как далеко он простирается к югу, в направлении Предкавказья, точно не известно, но, во всяком случае, южнее полосы Манычских грабен. Неизвестно так же, что происходило в области его распространения в среднем протерозое, т.е. до 1,0 млрд. лет тому назад. Из общих соображений глобального порядка следует, что, скорее всего, в среднем протерозое Балтика входила в состав суперконтинента Родиния и рассматриваемая ее часть в среднем протерозое представляла сушу. В это время она должна была примыкать к будущей Гондване, ближайшие раннепротерозойские континентальные элементы которой сохранились в центральном Афганистане и Восточной Африке («Нильский кратон»).

В пределах Главного хребта Большого Кавказа и на юге Малого Кавказа изотопной геохронологией получены отдельные гренвильские (~1,0 млрд. лет) датировки, но они, скорее всего, не указывают на существование самостоятельного среднепротерозойского подвижного пояса. Они вообще не типичны для Средиземноморского пояса, в виду того, что его первая генерация – Прототетис, заложилась в неопротерозое непосредственно на раннедокембрийском фундаменте.

7.2. Байкальский (неопротерозойско-кембрийский) этап

В противоположность мезопротерозойским образованиям, неопротерозойские, в основном верхнерифейские образования широко распространены в южной половине карты, относящейся к Предкавказью и Большому Кавказу. Они представлены осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой или амфиболитовой фации и местами прорванными гранитоидами натровой серии, впрочем, не образующими крупных plutонов. Все эти образования возникли в пределах сформировавшегося в процессе распада Родинии океанского бассейна Протетис и его северной периферии. Присутствие в зоне Главного хребта Большого Кавказа, в Клычском тектоническом покрове, офиолитов с возрастом 600 ± 20 млн. лет указывает на существование бассейна с океанской корой. Скорее всего, это было лишь окраинное море Протетиса, основной бассейн которого находился на этих долготах уже в Закавказье [18]. Ось этого окраинноморского бассейна проходила, согласно тем же авторам, вдоль современного южного склона Большого Кавказа.

Радиометрические датировки и некоторые геологические данные по Минераловодскому району южного Предкавказья показывают, что первая фаза деформаций сжатия, регионального метаморфизма и гранитообразования приходится на венд, а вторая фаза – на поздний кембрий. Уже в результате первой фазы должно было произойти осушение бассейна в пределах рассматриваемой территории и ее преобразование в кембрии в часть эпибайкальской перигондванской платформы.

7.3. Каледонский (ордовик – средний девон) этап

Этот этап в качестве самостоятельного можно выделить лишь довольно условно, принимая во внимание переломный характер событий середины девона.

Большая северная часть региона, включая теперь и северное Предкавказье вплоть до линии Тимашевской и Ногайской ступеней, оставалось вплоть до середины девона сушей и развивалась в платформенном режиме. Но на юге в пределах Большого Кав-

каза и его будущих краевых прогибов, вероятно, не позднее ордовика возник новый окраинноморский бассейн, теперь уже Палеотетиса, получивший название Архызского. Ось этого бассейна, позднее превратившаяся после его закрытия в сутуру, предположительно совпадает с Пшехиш-Тырныаузским разломом, разграничивающим зоны Главного и Передового хребтов Большого Кавказа и прослеживающимся в погребенном виде по геохимическим данным на запад и на восток, в последнем случае в направлении Туаркыра в Закаспии. Океанская кора этого бассейна представлена офиолитами, образующими тектонические покровы в зонах Передового хребта и Бичесынской (Лабино-Малкинской), а их детритус присутствует в силурийских (?) и/или девонских олистостромах Передового хребта.

Радиометрические датировки указывают на проявление, как в Главном, так и в Передовом хребтах Большого Кавказа, по крайней мере двух фаз каледонского диастрофизма, выразившихся в надвигообразовании в Главном хребте (с северной вергентностью), в региональном метморфизме и гранитоидном плутонизме. Эти процессы были связаны с субдукцией литосферы бассейна Южного склона, начавшейся еще в венде, а в Передовом хребте – с более поздней субдукцией литосферы Архызского бассейна. Однако до коллизии и горообразования на каледонском этапе дело не дошло, судя по полному отсутствию моласс.

Как уже отмечалось [98], крупные события произошли во второй половине девонского периода. К ним относится, прежде всего, зарождение рифтовой системы, разделившей Украинский щит и Воронежский массив и породивший Донецкий каменноугольный бассейн и кряж, а на восточном продолжении – кряж Карпинского и складчатые структуры Мангышлака. Морская трансгрессия перекрыл Украинский щит, Ростовский выступ и Предкавказье, где осадконакопление, в основном терригенное и пелитовое, продолжалось затем в течение карбона и начала перми. В Передовом хребте Большого Кавказа над зоной субдукции со стороны Архызского бассейна возникла вулканическая дуга, западное погребенное продолжение которой прослеживается вдоль Каневско-Березанского и Азовского валов. Надо полагать,

что такая дуга образовалась в зоне Главного хребта уже в раннем палеозое.

На крайнем северо-востоке региона в позднем девоне, очевидно в результате континентального рифтогенеза, обособился некомпенсированный осадконакоплением глубоководный бассейн с корой океанского или субокеанского типа, просуществовавший в таком виде до кунгурского века ранней перми. Он был окаймлен с юга и юго-востока поясом карбонатных платформ на древней континентальной коре, отделявшим его от открытого моря окраины Палеотетиса. Следует оговориться, что существует и другая точка зрения, допускающая гораздо более раннее, поздне-рифейское проявление здесь рифтинга и, соответственно, зарождение Прикаспийской впадины.

7.4. Герцинский этап (поздний девон – ранняя пермь)

На этом этапе продолжалось активное погружение Прикаспийской впадины, некомпенсированное осадками, и рост окружающих ее с юга и юго-востока карбонатных платформ, частично размещавшихся и на акватории Северного Каспия (Кашаган, в частности) [94, 95]. Происходило и активное заполнение осадками Донецко-Каспийской рифтовой системы, и накопление терригенных осадков на будущей Скифской платформе и ее закаспийском, Туранском продолжении. Зона Передового хребта Большого Кавказа в раннем карбоне ненадолго была перекрыта карбонатной платформой.

Между тем, в Главном хребте нарастала тектономагматическая активность. Первый ее импульс приходится примерно на рубеж девона и карбона, второй – на середину визейского века; он затронул и зону Передового хребта. Кульминация наступила в конце раннего и среднем–позднем карбоне, ознаменовавшись не только надвигово-шарьяжными деформациями с преобладанием северной вергентности, но и массовым внедрением относительно крупных плутонов постметаморфических коллизионных гранитоидов. Все это явилось следствием коллизии между блоками Главного и Передового хребтов с образованием Пшехипш-Тырныаузского шва. На сей раз эти процессы в отличие

от каледонского этапа сопровождалось горообразованием в зоне Главного хребта, а продукты размыва возникшего горного рельефа – молассы, капливались в наложенных впадинах в зоне Передового хребта – угленосные молассы среднего–верхнего карбона и красноцветные грубообломочные в перми. В бассейне Южного склона продолжалось погружение, а его литосфера продолжала субдуцироваться под зону Главного хребта.

Начавшись в середине визе, к середине ранней перми складчато-надвиговые деформации распространились на Предкавказье и далее на Донецко-Каспийскую рифтовую систему. В Предкавказье им сопутствовал региональный метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации и внедрение довольно многочисленных плутонов гранитоидов, сходных с таковыми Большого Кавказа. В итоге все это привело к формированию складчатого основания молодой Скифской платформы, частично, на севере, наложенного на более древний докембрийский кристаллический фундамент.

7.5. Раннекиммерийский этап (средняя пермь – триас)

К середине пермского периода практически вся территория, охваченная картой, вплоть до Южного склона Большого Кавказа (но, не включая его) стала южной окраиной литосферной плиты, именуемой Лавруссией. На южной части ее площади установился платформенный режим, однако он не был везде спокойным, и отдельные зоны развивались более активно. Прикаспийская впадина в кунгурское – казанское время стала заполняться мощной толщей солей, благодаря тому, что она оказалась отрезанной от океана Тетис и его периферии новообразованным Донецко-Каспийским кряжем. После заполнения глубокой впадины солями поверх них, уже в мелководно-морских или лагунных условиях здесь отлагались красноцветные обломочные, частично карбонатные образования верхней перми и триаса. Донецкий кряж и кряж Карпинского испытывали относительное поднятие, а перед первым из них возник Преддонецкий прогиб. Однако на восточном продолжении Донецко-Каспийской рифтовой системы, на Мангышлаке в течение всего рассматриваемого этапа происхо-

дило интенсивное погружение, сопровождавшееся проявлениями вулканизма. И лишь в конце этапа оно было прервано интенсивными складчато-надвиговыми и сдвиговыми деформациями раннекиммерийской эпохи орогенеза. В более слабой форме они затронули кряж Карпинского и Донецкий кряж, вызвав их надвигание в обе стороны, в случае кряжа Карпинского как в сторону Прикаспийской впадины, так и в направлении Восточно-Манычского прогиба (но в гораздо меньшей степени).

Между тем, к югу от Донецко-Каспийской зоны в поздней перми на востоке, в раннем триасе на западе возникла система Манычских грабен-прогибов, и аналогичный Сивашский прогиб образовался на севере Крыма. Эти структуры приурочены к пограничной полосе между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформами. На самой Скифской платформе, в ее восточной части, южнее Восточно-Манычского прогиба и параллельно ему появились еще две рифтовые впадины, из которых южная, Моздокская приурочена уже к северному борту будущего Терско-Каспийского прогиба. Вероятно, несколько позднее, в основном уже в позднем триасе образовалась рифтовая система, протянувшаяся из Равнинного Крыма через Азовский вал и Каневско-Березанскую систему валов до Адыгейского выступа. Она испытала инверсию и складчатые деформации в конце триаса [93,67].

К концу триаса относится и образование мощного вулканоплутонического пояса, прослеживающегося опять-таки из Крыма через юг Западного Предкавказья в Восточное Предкавказье (так называемая ногайская серия). Его продолжение вскрыто скважиной в северо-восточном Азербайджане (пл. Агзыбиргала), а по другую сторону Каспия оно обнаруживается на Краснодарском п-ове.

Все эти события – рифты, орогенез, магматизм были, очевидно, связаны с закрытием той ветви Палеотетиса, которая простиралась из Горного Крыма вдоль Южного склона Большого Кавказа (Сванетия) и которая, в свою очередь, была вызвана коллизией Закавказского микроконтинента с южным краем Лаврусии.

В то же время на участках Скифской платформы, не затронутых этими событиями, в триасе осадконакопление происходило в спокойных условиях мелкого эпиконтинентального морского бассейна с широким развитием карбонатных пород и подчиненном терригенно-пелитовых. Ближе к Большому Кавказу появляются рифовые постройки, а в зоне Передового хребта триас близок по своему типу и фауне к восточно-альпийскому. В конце триаса море на какое-то время покинуло всю площадь, охваченную нашей картой.

7.6. Позднекиммерийский–альпийский доорогенный этап (юра – эоцен)

Начало этапа знаменуется раскрытием глубоководного морского бассейна Большого Кавказа, последовавшего после некоторой паузы (геттангский век ранней юры) за окончанием раннекиммерийского орогенеза на южном склоне. Этот бассейн возник в процессе асимметричного, по заключению М.Г. Ломизе, рифтинга в качестве задугового по отношению к магматической дуге, возникшей на Закавказском микроконтиненте в результате субдукции со стороны Центрально-Малокавказской ветви Тетиса.

Этот бассейн продолжался на западе в Горный Крым, на востоке – в Копетдаг. Породивший его рифтинг, судя по химизму вулканитов, мог перейти в ограниченный спрединг красноморского масштаба с образованием коры океанского типа в полосе шириной не более первых сотен (~200) километров. Впрочем, отсутствие офиолитов и бимодальный состав вулканитов дают основание сомневаться в том, что деструкция континентальной коры привела здесь к спредингу, а не органичилась утонением континентальной коры. А.М. Никишин полагает, что спрединг проявился в конце средней юры на южнокаспийском продолжении Большекавказского бассейна. Это возможно, но не доказано.

Большекавказский окраинно-морской бассейн в ранней и средней юре заполнялся мощной темно-сланцевой, частично флишеидной (турбидиты) формацией с подчиненными бимодальными вулканитами. В северном борту бассейна на рубеже

аалена и байоса проявились деформации сжатия, но в его центральной части осадконакопление продолжалось непрерывно вплоть до эоцена включительно. Однако с переходом от средней к поздней юре формационный тип осадков претерпевает изменение. Темносланцевая формация, нередко именуемая аспидной, сменяется типичным флишем с заметным участием в составе пород карбонатного материала. В оксфорде в северном борту бассейна возникает протяженный барьерный риф, в тылу которого на Скифской платформе в пределах будущих краевых прогибов – Восточно- и Западно-Кубанских и Терско-Каспийского в конце юры обособляются солеродные бассейны. Барьерный риф образовался в оксфорде и на южном краю бассейна Большого Кавказа; на западе его образования обнажаются в Сочинском районе, а на крайнем востоке он прослеживается до каспийского побережья, как и северный риф.

Горнокрымское продолжение Большекавказского бассейна, вероятно, отделенное от последнего трансформным разломом, имело в юре несколько иную историю. Прежде всего, здесь триасовый трог продолжал унаследованно развиваться в ранней юре с накоплением общей для них таврической серии и испытал деформации сжатия лишь перед байосом, правда, более интенсивные, чем на Кавказе. Затем здесь проявился островодужный магматизм, а в оксфорде образовался барьерный риф, вероятное продолжение южного рифового пояса Большого Кавказа, с конгломератами в тылу и флишем к северу, по возрасту, поднимающимся до берриаса.

Территория к северу от Крымско-Кавказско-Копетдагского окраинного моря в ранней юре развивалась в континентальном режиме. На фоне преобладающей денудации в остаточных прогибах, в частности Ейском и Восточно-Манычском накапливались озерно-аллювиальные угленосные обломочные осадки. Суша прорезалась реками, дельты которых находились в северной зоне Большого Кавказа. Особенно крупная дельта располагалась в Северном Дагестане; она принадлежала реке, пересекавшей Средний Каспий в направлении от Мангышлака. На северной периферии окраинного моря проявлялся вулканизм, преимущественно кислый.

В конце лейаса началось затопление южных районов Предкавказья, а в средней юре уже большая часть его площади, а также противолежащая Туранская плита и Прикаспийская впадина оказались покрытыми морской трансгрессией. Осадконакопление стало преимущественно глинистым, за исключением келловей. Келловейские отложения залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих и имеют песчано-карбонатный состав. В оксфорде, как отмечалось выше, получают развитие рифы, которые протягиваются вдоль зон продольных и поперечных разломов, а в их тылу в киммеридже-титоне возникают солеродные лагуны. Севернее, на собственно Скифской платформе, море приобретает более нормальную соленость, очевидно, благодаря притоку пресных вод с севера, и в составе маломощных осадков преобладают карбонаты.

В течение поздней юры произошло обособление сначала Минераловодского, а затем и Адыгейского выступов, расчленивших южную часть Предкавказья на будущие Терско-Каспийский, Восточно-Кубанский и Западно-Кубанский прогибы, а еще раньше началось относительное поднятие Ставропольского свода.

На рубеже юры и мела, т.е. в позднекиммерийскую эпоху тектогенеза, на рассматриваемой территории проявились общие поднятия, вызвавшие осушение значительной части Скифской платформы, кроме юго-восточных районов Чечни и Дагестана. Северный борт окраинного моря подвергся значительным деформациям, и здесь началось образование олистостромов, известных как на Северо-Западном, так и на Юго-Восточном Кавказе, причем среди олистолитов преобладают обломки верхнеюрских рифовых известняков, но на западе известны и древние кристаллические породы. Несколько изменился характер осадконакопления во флишевом бассейне — преобладание получили терригенные породы. Восточное Предкавказье, центральное и южное Ставрополье, а также Туран были довольно быстро снова затоплены морем, а в Западном Предкавказье это началось лишь в апте. В альбе трансгрессия стала всеобщей. На этом фоне продолжался начавшийся еще в юре или даже триасе рост локальных поднятий.

Тем временем в середине апта (австрийская фаза Альп) на юго-восточном Кавказе опять же в северном борту окраинноморского бассейна произошло шарьирование к югу верхнеюрских рифовых массивов на неоком-нижнеаптские глины. В Горном Крыму примерно к этому времени закончилось становление его первичной северо-вергентной покровной структуры, и на нее были наложены рифтовые грабены (Салагирский и др.). Эти грабены, возможно, развивались в тылу вулканической дуги, возникшей вдоль современной подводной и частично наземной окраины Горного Крыма в среднемеловое время.

После кратковременных и местных поднятий, а также оживления вулканизма в Крыму, Предкавказье и вдоль южного борта бассейна Большого Кавказа, в позднемеловую эпоху повсеместно установилось господство спокойного тектонического режима. Это было также время максимальной трансгрессии, приведшей в условиях теплого климата к так же повсеместному накоплению карбонатных осадков – шельфовых в пределах платформенных территорий, включая северный склон Центрального и Восточного Кавказа, и более глубоководных карбонатно-флишевых с турбидитами в окринноморском бассейне. На юго-восточном Кавказе в его северном борту развиты олистостромы. В пределах Скифской платформы продолжался рост некоторых локальных поднятий (Ставрополье, Прикумская зона), а в Прикаспийской впадине – соляных куполов, начавшийся уже в триасе–юре.

На границе мела и палеогена происходит новая активизация поднятий, а в некоторых регионах отмечается и деформации сжатия. К ним относятся северная окраина Донбасса, испытывающая инверсию зона Доно-Медведицких дислокаций, юго-восточное погружение Большого Кавказа. Но самым главным событием явилось начало раскрытия в палеоцене Восточно-Черноморской глубоководной впадины в процессе рифтового растяжения и глубокой деструкции континентальной коры. Остаточным поднятием подводного хребта Андрусова–Архангельского он отделяется от ранее образованной Западно-Черноморской впадины.

В позднем палеоцене возобновилась трансгрессия, и в течение раннего палеогена карбонатный материал продолжал играть

существенную роль в составе осадков, но возросла роль глинистой (мергели, известковистые глины на платформе), песчаной (флиш Большого Кавказа) компоненты.

7.7. Альпийский орогенный этап (олигоцен–квартер)

Конец эоцена – начало олигоцена важнейший переломный момент в развитии рассматриваемого региона, как и всего Альпийско-Гималайского пояса, ознаменовал его вступление в орогенный этап развития. В это время в бассейне Большого Кавказа возникает инверсионное поднятие, первым признаком появления которого служат мощные олистостромы на обоих склонах хребта. На северном склоне олистолиты и олистоплаки в основном представлены верхнемеловыми известняками и нижнепалеогеновыми мергелями, что свидетельствует о том, что нарождавшееся поднятие стало освобождаться от покрывавшего в позднем мелу и раннем палеогене карбонатного чехла. На южном склоне это преимущественно верхнеюрские известняки и среднеюрские порфириты с ограничивавшей бассейн вулканической дуги.

К северу от Большого Кавказа и его восточно-крымского и западно-копетдагского продолжения образовался обширный майкопский бассейн, наиболее глубокие части которого были приурочены к зарождавшимся в эту же эпоху Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам. Майкопский бассейн к северу от Большого Кавказа распространялся от Восточного Крыма до Мангышлака, а к югу от Кавказского хребта – вплоть до Малого Кавказа и Талыша, охватывая также почти весь Средний и Южный Каспий и восток Черного моря. Он составлял часть Паратетиса, обособившегося в результате распада Тетиса после коллизии Индии и Африки с Евразией.

В Черном море майкопские слои отлагались в Туапсинском и Восточно-Черноморском прогибах по обе стороны вала Шатского, несогласно прислоняясь к их склонам. В Каспии они заполняли Северо-Апшеронский и лежащий на его западном продолжении Кусаро-Девичинский прогиб. Другой периклинальный по отношению к Большому Кавказу прогиб вдавался из северной части Южного Каспия вдоль южного склона Большого Кавказа

между его осевой зоной и реликтом Северо-Закавказской вулканической дуги.

В майкопском бассейне в течение олигоцена и раннего миоцена в условиях недостатка кислорода накопилась мощная, в основном глинистая, темноцветная толща, обогащенная органическим веществом. В среднем миоцене все эти бассейны обмелели, стали опресняться, временами утрачивая связь со Средиземным морем, а осадконакопление протекало в них уже в нормальных условиях.

Новые крупные изменения происходят в регионе и вокруг него в позднем миоцене. Они связаны, в конечном счете, с отколом Аравийской микроплиты от Африканской литосферной плиты и началом ее самостоятельного продвижения к северу. Под влиянием ее напора Закавказская микроплита стала активно поддвигаться под Евразийскую плиту, а южный край последней — испытывать интенсивные деформации сжатия. Они привели не только к надвиго-покровным южно-вергентным деформациям, но и к общему воздыманию Большого Кавказа, вступившего в позднеорогенную стадию своего альпийского развития. Это отразилось в смене морских тонкообломочных моласс в краевых прогибах грубыми и, в основном, континентальными.

Другим важным следствием произошедшей коллизии явилось образование против выступа Аравийской микроплиты Транскавказского меридионального поднятия, включавшего Минераловодский выступ и Ставропольский свод. Это, в свою очередь, вызвало распад Понто-Каспийского бассейна Паратетиса на самостоятельные Черноморский и Каспийский бассейны и к образованию на их периферии Азово-Кубанской и Кумско-Терской впадин. После среднего сармата связь между Черноморским и Каспийским бассейнами осуществлялась через пролив между Ставропольским сводом и Минераловодским выступом, неоднократно прерываясь. В начале плиоцена произошло полное осушение Среднего и Северного Каспия; воды отступили в Южно-Каспийскую впадину, где уровень остаточного водоема понизился до полукилометра ниже уровня океана. Вдоль северной части Каспия протянулась долина палео-Волги, дельта которой располагалась на широте Апшеронского полуострова [17]. Вместе с

палео-Курой и палео-Аму-Дарьей они заполнили своими отложениями в раннем плиоцене Южно-Каспийскую впадину, образовав многокилометровую толщу, именуемую в Азербайджане продуктивной, а в Туркменистане – красноцветной. В пределах карты они заполнили также Кусаро-Девичинский и Северо-Апшеронский прогибы. Тем временем в Черноморской впадине отлагались мелководные и маломощные киммерийские осадки.

В позднем плиоцене произошел прорыв морских вод в Каспий, и вместе с усилением речного притока в условиях более влажного климата это вызвало акчагыльскую трансгрессию. Ее воды затопили не только собственно Каспийскую впадину, но и вышли далеко за ее пределы на севере, западе и востоке. До сих пор не выяснено, откуда именно они начали проникать в Каспий – либо со стороны Персидского залива через Центральный Иран, либо со стороны Восточного Средиземноморья через Центральную Анатолию, но в обоих случаях их приток проходил через Нижне-Араксинский прогиб.

В Черном море киммерийский бассейн сменился еще более опресненным куяльницким; их контуры почти не выходили за пределы их современной береговой линии. Затем, уже в квартере, последовало быстрое, почти катастрофическое опускание дна Черного моря до его современных глубин. В меньшем масштабе то же произошло в Среднем и Южном Каспии; в последнем глубины достигли почти 1000 м.

В плиоцене–квартере под действием продолжавшегося напора Аравийской микроплиты происходил поддвиг – псевдосубдукция Восточно-Черноморско-Закавказской и Южно-Каспийской микроплит под Горный Крым, Большой Кавказ и Апшеронский порог. Этот процесс продолжается и в современную эпоху, проявляя себя относительно глубокой сейсмичностью. В этот же период в Центральном Кавказе и на Минераловодском выступе, т.е. в зоне Транскавказского поднятия, произошла вспышка магматизма, давшего лавово-игнимбритовые поля Чегема, неинтрузии Тырнауза и другие магматические диапиры Минераловодского района. В то же время, но, начиная уже, вероятно, с миоцена в Керченско-Таманской области и в Южном Каспии и по их периферии стал проявляться глиняный диапиризм и грязевой вулканизм.

8. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Территория Черноморско-Каспийского региона, в недрах которого содержатся значительные по запасам скопления углеводородов (УВ), является одним из наиболее изученных в отношении нефтегазоносности регионов. Основная ее часть занята *Северокавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинцией* площадью свыше 600 тыс. км² и протяженностью 2100 км, включающей в себя северо-западную часть Черного моря, Крым, Азовское море, Предкавказье, кряж Карпинского, акваторию Среднего Каспия, Южный Мангышлак и Южный Устюрт. В тектоническом отношении рассматриваемая провинция приурочена к Скифско-Туранской молодой платформе, Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому альпийским краевым прогибам. Северовосточная часть тектонической карты захватывает самостоятельную *Северо-Устюртскую нефтегазоносную область*, принадлежащую одноименной синеклизе с докембрийским возрастом фундамента.

8.1. Северокавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция

В пределах Северокавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции выявлено более 350 месторождений нефти и газа в широком стратиграфическом диапазоне от палеозоя до неогена включительно. Основная доля ресурсов УВ приходится на юрский (41,8% начальных и 46,5% прогнозных) и меловой (31% начальных и столько же прогнозных ресурсов) комплексы. На триасовый комплекс приходится 5,6% начальных и 9,7% прогнозных ресурсов УВ, а на палеогеновый и неогеновый – соответственно 13,5% и 7,9% и 10% и 2,3%. Наибольшую степень освоенности начальных суммарных ресурсов УВ имеют неогеновый (85%) и палеогеновый (62%), наименьшую – триасовый (10%) комплексы [15].

При этом имеют место районы, где промышленные скопления нефти или газа не обнаружены, в других же в разрезе выде-

ляются от одного – двух до четырех – пяти и более разновозрастных нефтегазоносных комплексов.

Палеозойский комплекс. На большей части нефтегазоносной провинции входит в состав складчатого фундамента молодой платформы. Несмотря на то, что на многих площадях получены притоки нефти и газа, или же отмечались нефтегазопроявления, промышленная нефтегазоносность доказана лишь в пределах Южного Мангышлака, где на площади Оймаша открыта залежь нефти в гранитном массиве и вмещающих его метаморфических породах [62]. Емкостную среду оймашинских гранитов формируют вторичные пустоты, а также макро- и микротрещины. Проницаемость матрицы гранитов не превышает $1 \cdot 10^{-3}$ мкм². Открытая пористость изменяется от 3,4 до 7%, в отдельных случаях – до 12,4%. Среднее значение емкости, содержащей подвижную нефть, 2,7%.

Степень литогенеза палеозойских толщ колеблется от глубоких стадий катагенеза до метагенеза и зеленосланцевых фаций регионального метаморфизма, поэтому первичные фильтрационно-емкостные свойства пород практически полностью утрачены. Степень катагенеза РОВ достигает антрацитовый стадии. Следовательно, залежи УВ в палеозойских толщах эпигенетичны и связаны с зонами развития вторичных коллекторов. Морфология резервуаров в таких породах, как показывает практика, отличается высокой сложностью, а дебиты скважин колеблются в широких пределах.

Триасовый комплекс имеет неповсеместное развитие, местами отмечаются повышенная дислоцированность, различная стратиграфическая полнота и мощность разреза. Наиболее высокая степень изученности комплекса на Южном Мангышлаке и в Восточном Предкавказье, где открыты десятки месторождений нефти и газа. Недостаточна геологическая информация о его строении в Западном Предкавказье и Азовском море; практически отсутствуют данные глубокого бурения (за исключением единичных скважин) на акватории Каспия.

Основные промышленные скопления УВ в Восточном Предкавказье приурочены к карбонатным породам нефтекумской свиты нижнего триаса. Емкостно-фильтрационные свойства

известняков здесь достигают следующих значений: открытая пористость – до 19%, вторичная пористость – до 11% (в отдельных случаях 17,3 – 18,8%), проницаемость от 2,5 до 70 мД. Значения этих величин для среднетриасовых известняков и доломитов ниже. Их общую пористость (от 0,7 до 7,6%) образуют в основном трещины, реже каверны.

Достаточно детально изучены отложения триаса в пределах Южно-Мангышлакского прогиба, где открыто 16 месторождений нефти и газа. Однако роль различных частей разреза в локализации скоплений УВ не равноценна [74]. Практический интерес в разрезе нижнего триаса представляет лишь карбонатно-терригенная толща южной части Жетыбай-Узеньской ступени. Коллекторским потенциалом в ней обладают пласты аркозовых песчаников, сохранивших первичную пористость (8 – 18%). Поровая проницаемость достигает $0,007 \text{ мкм}^2$. Наиболее многочисленные и высокодебитные притоки УВ связаны с вулканогенно-доломитовой толщей среднего триаса. Достаточно высокие коллекторские свойства пород (открытая пористость до 28%, проницаемость до $0,6 \text{ мкм}^2$) обусловлены развитием каверново-поровых коллекторов.

В различных частях верхнего триаса выделяются горизонты, сложенные грубозернистыми терригенными породами, которые могут служить потенциальными коллекторами для УВ. Однако притоки и залежи, имеющие промышленное значение, приурочены к базальной грубообломочной пачке, залегающей в основании вулканогенно-терригенного комплекса верхнего триаса.

В пределах западной части Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции триасовые отложения изучены гораздо слабее. Только лишь в пределах отдельных приподнятых участков Каневско-Березанской зоны поднятий и Ирклиевской впадины обнаружены небольшие скопления УВ в песчано-глинистых породах.

Отдельно следует остановиться на акватории Каспия, где многими исследователями ожидается открытие значительных скоплений нефти и газа. В качестве первоочередных объектов рассматриваются крупные структуры, входящие в состав Самурско-Песчаномысской зоны транскаспийских поднятий. Данная

зона является гетерогенной и наложенной на разные тектонические элементы по доюрским комплексам: морское продолжение Песчаномысско-Ракушечного свода, Туаркыр-Караауданской раннекиммерийской системы дислокаций, Карабогазского и Самурского геоблоков, Северокавказско-Туркмено-Североафганского (по В.Е. Хаину) вулканоплутонического пояса. В пределах названных структур на суше не обнаружено не только крупных, но и средних по запасам месторождений нефти и газа [63]. Не получено признаков нефтегазоносности и в пестроцветном алевролито-глинистом разрезе нижнего триаса на площади Ракушечное-море, на площади Ялама-Самур, где вскрыт мощный туфогенно-аргиллитовый разрез среднего – нижнего триаса.

Более перспективными представляются северные районы Среднего Каспия, где ожидается наличие в разрезе вулканогенно-карбонатных и терригенных толщ триаса, продуктивных на западном и восточном побережьях.

Юрский нефтегазоносный комплекс имеет широкое площадное распространение, отсутствуя лишь в западной части кряжа Карпинского и отдельных районах Предкавказья. Отложения нижней юры и аалена сформировались преимущественно в континентальных условиях, в результате чего для них характерна резкая литолого-фациальная изменчивость. Обстановка седиментации более молодых отложений являлась преимущественно мелководно-морской, шельфовой. Верхнеюрская часть разреза представлена платформенной карбонатной формацией. В пределах Восточно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа развита мощная (более 1200 м) сульфатно-галогенная эвапоритовая формация киммериджа–титона, сменяемая вверх по разрезу красноцветной формацией титона.

Наиболее мощные разрезы юрского нефтегазоносного комплекса (1,5 – 2,5 км) связаны с внутриплатформенными впадинами и краевыми прогибами. Продуктивные горизонты, обладающие высокими емкостно-фильтрационными свойствами, развиты по всему разрезу, в том числе и в межсолевых карбонатах. Связаны они с песчано-алевритовыми и кавернозно-трещинными карбонатными разностями пород.

Установленные залежи нефти и газа принадлежат платформенной части региона, где этот комплекс сокращается в мощности до 600 – 800 м. В терригенных коллекторах Восточного Предкавказья установлено шесть продуктивных горизонтов. Но основные разведанные запасы юрского нефтегазоносного комплекса сосредоточены в пределах северного борта Южно-Мангышлакского прогиба (Жетыбай – Узеньская ступень), где продуктивны отложения от нижней юры до келловея включительно. Региональной покрывкой служат глинистые породы верхнего келловея-оксфорда.

В последние годы открыты первые месторождения нефти на акватории Среднего Каспия: Корчагина (Широтное), Хвалынское, 170 км. На площади Хвалынская ааленские коллекторы, из которых получен приток нефти, связаны с пластами алевролитов с пористостью 2,7 – 10,8%, проницаемостью $0,0015 \text{ мкм}^2$ [21]. Продуктивность верхнеюрских отложений установлена на Хвалынской и Широтной площадях. Коллекторы приурочены к известняково-мергелистым горизонтам (пористость не более 3%, проницаемость $0,00004 \text{ мкм}^2$) и кавернозно-поровым трещиноватым доломитам. В последнем случае средняя пористость составляет 23,4%, проницаемость $0,17 \text{ мкм}^2$.

Большие надежды, связываемые с крупным Ялама-Самурским поднятием, не оправдались. Скважиной, пробуренной на одном из его куполов в Азербайджанском секторе Каспия, вскрыт резко сокращенный разрез средней юры при отсутствии (результат эрозионного размыва) отложений верхней юры, в т.ч. и келловей-оксфордской региональной покрывки. Эти отрицательные результаты требуют всесторонней ревизии геолого-геофизического материала по территории Самурско-Песчаномысской зоны поднятий с целью более объективной оценки перспектив нефтегазоносности входящих в ее состав крупных структур (Центральное и др.).

Меловой нефтегазоносный комплекс достаточно четко разделяется по литологическому составу на две части – нижнемеловую карбонатно-терригенную и верхнемеловую преимущественно карбонатную. Основная продуктивность комплекса связана с нижним мелом, залегающим трансгрессивно на подстилающих

отложениях. Последнее предопределило различную стратиграфическую полноту разреза и его литолого-фациальные особенности. Так, на южном склоне Западно-Кубанского прогиба состав отложений преимущественно глинистый, песчаники имеют подчиненное значение и не выдержаны по простираанию. Восточнее р. Пшеха и далее по северному склону Кавказа преобладают в разрезе песчаные фации. В Восточном Предкавказье за счет выклинивания ряда горизонтов нижнемеловой разрез несколько сокращен [54]. В Западном Предкавказье, начиная с аптских отложений, разрез характеризуется песчано-алевролитоглинистым составом.

В разрезе нижнего мела региональной покрывкой служат верхнеальбские глины. Для районов, где развит неокон, роль покрывки играют глины аптского возраста.

Коллекторы развиты по всему нижнемеловому разрезу, что в сочетании с многочисленными зональными покрывками обеспечивает многопластовый характер строения месторождений (до 13 пластов в Восточном Предкавказье [15]. В Западном Предкавказье с апт-альбскими отложениями связаны основные разведанные месторождения. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают аптские песчаники Каневско-Березанской зоны (пористость более 20%, проницаемость до 100 мД). Даже в Терско-Каспийском краевом прогибе, где межгранулярная пористость и проницаемость снижаются, апт-альбские гранулярные коллекторы сохраняют высокие емкостные свойства, что подтверждается фонтанными притоками нефти с дебитом до 400 м³/сут, полученными при опробовании этих пород.

В западных районах Предкавказья нижнемеловые отложения содержат в базальной части разреза газовые и газоконденсатные залежи. На востоке региона (альб-апт, неокон) преобладают нефтяные, как правило, многопластовые отложения.

В пределах Южного Мангышлака продуктивность нижнемеловых отложений доказана лишь на Узеньском поднятии, где выявлено 12 продуктивных газовых горизонтов. В пределах Аксу-Кендырлинской ступени и северо-западного склона Карабогазского свода выявлены единичные газовые залежи с забалансовыми запасами в отложениях неокона и апта.

Содержат продукцию отложения нижнего мела на отдельных структурах Беке-Башкудукского и Тюбкараганского валов (Центрально-Мангышлакские дислокации), где открыты залежи высоковязких нефтей и битумов.

Верхнемеловые отложения, преимущественно карбонатные по составу, развиты повсеместно за исключением небольших участков, где они уничтожены более поздним размывом. Продуктивность их носит более ограниченный площадной характер и, в основном, связана с Терско-Каспийским краевым прогибом и Восточно-Предкавказской платформенной областью.

В Восточном Предкавказье скопления нефти приурочены к мелоподобным известнякам маастрихта. Проницаемость в рыхлых разностях достигает 13 мД, в плотных 1 – 3,5 мД. Полная эффективная пористость составляет 15 – 20%. В Терско-Каспийском прогибе трещинно-кавернозный коллектор имеет мощность от 250 до 600 м, а на южном обрамлении прогиба, граничащего с западным склоном Дагестанского клина, достигает 1500 м. Наиболее высокие значения вторичной пористости достигают 3,5% и более.

Палеогеновый нефтегазоносный комплекс сложен двумя толщами: фациально изменчивой палеоцен-эоценовой и преимущественно глинистой майкопской. В Каркинитско-Северо-Крымском прогибе, где обнаружены скопления газа, палеоцен-эоценовая часть разреза представлена карбонатными и песчано-глинистыми разностями. Коллекторы связаны с трещиноватыми известняками палеоцена, реже – с песчаниками эоцена.

В пределах Западно-Кубанского прогиба алевролиты образуют десять продуктивных горизонтов, большая часть которых приурочена к верхнему палеоцену. Пористость изменяется от 4 до 20 – 25%, проницаемость – от 40 до 100 мД. В верхах эоцена, преимущественно глинисто-мергелистой части, выделяются два продуктивных горизонта.

В других районах (Ставропольский свод) продуктивность комплекса ограничена.

Майкопская преимущественно глинистая толща (майкопская серия) распространена практически повсеместно, за исключением осевой части кряжа Карпинского. Мощность ее достигает

в платформенных депрессиях 1,6 км, в краевых прогибах – 2 – 4 км. В Каркинитско-Северо-Крымском прогибе преимущественно газовые залежи обнаружены в песчано-алевролитовых пачках в нижней и верхней частях среднего майкопа.

В Западно-Кубанском прогибе залежи нефти и газа в майкопских отложениях приурочены к полосе “нефтегорских” песков, прослеживающихся вдоль южного его борта на 150 км, при ширине и мощности до 30 км и 950 м соответственно. Пористость песков и песчаных алевролитов 15 – 25%, проницаемость 50 – 612 мД. В пределах прогиба выявлены многочисленные залежи заливообразной формы.

В платформенной части Западного Предкавказья выделяют несколько зон развития песчаников в майкопской серии. Их мощность достигает 75 – 100 м. Пористость составляет 18 – 20%. Залежи литологического типа.

На Ставропольском своде наибольшее количество залежей газа выявлено в отложениях хадума. Коллекторами служат алевролиты и слабосцементированные песчаники. Пористость от 20 до 80%, проницаемость от 55 до 1600 мД.

В восточных платформенных районах Предкавказья известны небольшие газовые залежи. Специфический тип залежей в глинистых отложениях хадума установлен в пределах Восточно-Ставропольской впадины. Образование коллектора связано с зонами повышенной тектонической активности, сопровождающейся образованием разуплотненных разностей глинистых пород. Открытая пористость 12 – 14%, проницаемость – 4,5 – 5,5 мД.

В Терско-Каспийском краевом прогибе отложения хадума, представленные трещиноватыми глинистыми мергелями, содержат промышленные скопления УВ (Восточная антиклинальная зона). Мощность продуктивных горизонтов 40 – 50 м.

В пределах Южно-Мангышлакского прогиба лишь на отдельных площадях отмечались слабые газопроявления в олигоценовой части разреза. На площади Ракушечное – море предположительно из низов олигоцена произошел аварийный газовый выброс.

Неогеновый нефтегазовый комплекс характеризуется значительной литологической невыдержанностью. В Западно-

Кубанском краевом прогибе продуктивные пласты представлены чередованием глин, алевролитов, песчаников при подчиненном значении трещиноватых известняков и доломитов. В разрезе миоцена выделяется 16 продуктивных горизонтов мощностью от 10 до 190 м. Коллекторы характеризуются пористостью 13 – 18%, проницаемостью 20 – 30 мД. На Тамани продуктивны терригенно-карбонатные разности сармата-чокрака.

Другой продуктивной частью неогенового комплекса в Западно-Кубанском прогибе являются отложения меотиса и понта. В смежной акватории Азовского моря в этих отложениях выявлены промышленные залежи УВ (Северо-Керченская, Сигнальная).

В Терско-Каспийском краевом прогибе продуктивны песчано-алевролитовые породы чокрака и карагана, содержащие от 17 до 23 преимущественно нефтенасыщенных горизонтов. Пористость 14 – 25%, проницаемость 120 – 470 мД.

В пределах Ставропольского свода и в других платформенных районах региона известны небольшие газовые залежи.

8.2. Северо-Устьюртская нефтегазоносная область

В пределах Северо-Устьюртской самостоятельной нефтегазоносной области выделены пять районов: два нефтегазоносных (Бузачинский и Арыстановский), два газоносных (Мынсуалмасский и Чумышты-Базайский), один газонефтеносный (Аламбекский). В их пределах обнаружено 17 месторождений (6 газовых, 9 нефтяных, 2 газоконденсатных).

Триасовый нефтегазоносный комплекс сложен неравномерно переслаивающимися песчано-алевритовыми и глинистыми породами мощностью 3—5 км. Коллекторами служат песчаники с пористостью до 17 %, проницаемостью до 0,03 мкм². Из триасовых отложений получен приток нефти на площади Колтык.

Средне-верхнеюрский нефтегазоносный комплекс представлен глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Мощность пород на Бузачинском своде достигает 200 м, в наиболее прогнутых участках Колтыкской впадины — 900–1000 м. Коллекторы — алевролиты и песчаники, открытая пористость которых достигает 28 – 32 %, а газопроницаемость 1,5–2 мкм². Промышленная нефтегазоносность верхнеюрских отложений установлена на Каражанбасском, Северно-Бузачинском, Каламкасском, Арманском, Арыстановском, Каракудукском, Колтыкском, Комсомольском, Восточно-Каратурунском месторождениях. Со среднеюрскими отложениями залежи нефти связаны на Арыстановском и Куанышском месторождениях, а на Западно-Барсакельмесской площади получен приток газа. Здесь же приток нефти получен из терригенных отложений нижней юры. Основной покрывкой для юрского комплекса служит глинисто-карбонатная толща верхней юры.

Нижнемеловой нефтегазоносный комплекс охватывает неокские отложения, сложенные неравномерно переслаиваемыми песчано-алевритовыми и глинистыми породами со значительным преобладанием последних. Мощность комплекса изменяется от 150 до 850 м. Породы-коллекторы представлены алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Часто их открытая пористость достигает 36 %, а газопроницаемость — 3,5 мкм². Глинистая толща аптского яруса служит покрывкой этого комплекса. Промышленная нефтегазоносность нижнемеловых отложений установлена на Каражанбасском, Северо-Бузачинском и Каламкасском месторождениях.

Эоценовый нефтегазоносный комплекс, приуроченный к верхней части кумского горизонта, сложен неравномерно переслаиваемыми мергелями, алевролитами и глинами. Коллекторы представлены алевролитами с открытой пористостью до 36 % и газопроницаемостью до 0,3 мкм². Их мощность колеблется от 10 до 30 м. Покрывкой служат глины верхнего эоцена (саксaulьская свита) мощностью до 350 м. Газоносность палеогена установлена на 5 месторождениях Чумышты-Базайской группы.

Основной продуктивный комплекс Северо-Устьюртской области, содержащий больше половины начальных потенциальных ресурсов, — средне-верхнеюрский. В остальных комплексах ресурсы распределены следующим образом: триасовый — 10%,

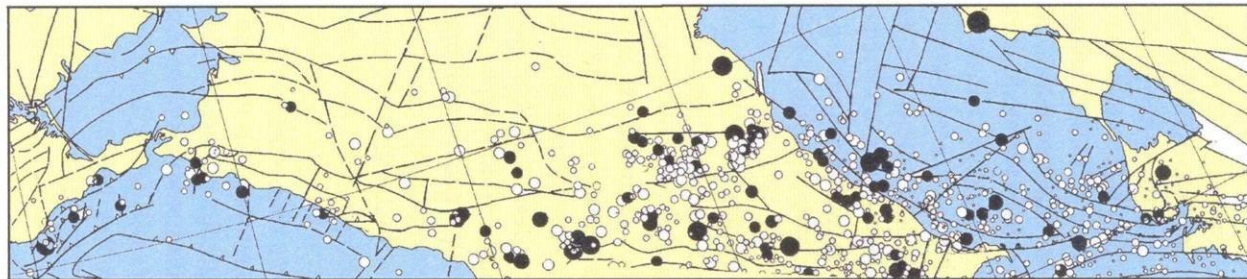
нижнемеловой – 21 %, эоценовый – 8%. Такие же соотношения сохраняются для прогнозных ресурсов УВ (категории $C_3 + D$). Около 60 % последних находится на глубинах 3 – 5 км, 39 % – до 3 км.

9. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Анализ связи сейсмичности с глубинным строением является продолжением более ранней работы, выполненной для восточной части рассматриваемого региона [41]. В этом анализе, наряду с соответствующими тектоническими картами М 1:2 500 000 (ред. В.Е. Ханн, Н.А. Богданов, 2003), используются специализированные каталоги землетрясений [100, 113], а также срочные донесения геофизической службы РАН, что обеспечило представительность сейсмологических данных от доинструментального периода до 2002 года.

Сейсмичность региона в принципе представлена единым поясом, который прослеживается от Большого Балхана и Апшероно-Балханского порога к Большому Кавказу совместно с районами Терско-Каспийского прогиба и юга Скифской плиты, а затем и далее на запад к сооружениям Горного Крыма и его шельфу. В пределах этого пояса могут быть намечены три основные особенности: концентрация до 90% гипоцентров и выделенной энергии сейсмических волн на глубинах до 30 – 33 км; очевидная взаимосвязь с системами продольных и поперечных линеаментов; крайне неравномерное распределение сейсмичности по площади и в разрезе. На основе этой неравномерности пояс может быть условно подразделен на три сейсмогенные области: восточную или Среднекаспийскую; центральную, охватывающую восточный и центральный сектор Большого Кавказа совместно с югом Скифской плиты; западную, отвечающую западному сектору Большого Кавказа и Горному Крыму. Разделом между областями являются поперечные линеаменты субмеридиональной и северо-восточной ориентировки (рис. 29).

Каждая из областей обладает индивидуальной интенсивностью сейсмичности (плотность эпицентров, магнитуды землетрясений) и ее распределением по глубине. Восточная область охватывает значительную часть Среднего Каспия, сейсмичность сосредоточена в пределах двух тектонических элементов – Апшероно-Балханского порога и Терско-Каспийского краевого прогиба. Преобладающие магнитуды землетрясений от 3,5 до 4,5, но на этом фоне известны и отдельные события с магнитудами 5,0 – 5,5 и до 6,5.



● 1 ● 2 ● 3 ● 4 ● 5 ○ 6 ○ 7 ○ 8 ○ 9 ○ 10 — 11

Рис. 29. Карта разломов и сейсмичности севера Каспийско-Кавказско-Черноморского региона. Авторы: Л.Э.Левин и Н.В.Кондорская с использованием данных [100, 113], Тектонической карты Европы М 1: 2 500 000, Тектонической карты Каспийского моря и его обрамления М 1:2 500 000.

Магнитуды землетрясений: 1 — <3,0; 2 — 3,0-3,5; 3 — 3,5-4,0; 4 — 4,0-4,5; 5 — 4,5-5,0; 6 — 5,0-5,5; 7 — 5,5-6,0; 8 — 6,0-6,5; 9 — 6,5-7,0; 10 — >7,0; 11 — региональные линеаменты.

В сейсмичности намечаются две зональности: продольная, как бы изогнутая в северо-западном направлении вдоль прости-
рания Терско-Каспийского прогиба; поперечная северо-
восточная с концентрацией землетрясений с высокими, более
5,0 – 5,5 магнитудами вдоль поперечных линеаментов. В направ-
лении на северо-восток, к Туранской плите, общая интенсив-
ность сейсмичности снижается и, одновременно, намечается ее
связь с системами линеаментов северо-западного направления,
рассекающих Средне-Каспийско-Карабогазскую антеклизу и
трассирующих зону раннекиммерийской складчатости в теле Ту-
ранской плиты [61]. Вдоль этих линеаментов преобладающие
магнитуды землетрясений низкие от 3,0 до 4,0 и изредка с $M=5,0$
– 5,5. На северо-восточном обрамлении раннекиммерийской зо-
ны известно также историческое землетрясение 1273 г. с $M=7,2$
[58].

Гипоцентры на глубине более 33 км характеризуются
 $M \geq 5,5$ –6,0 и их распределение по площади также весьма нерав-
номерно. В первом приближении могут быть намечены три бло-
ка: Приапшеронский с глубинами порядка 50 км; Североапше-
ронский, приуроченный к одноименному прогибу, с глубинами
гипоцентров от 75 до 110 км; Терско-Каспийский с глубинами 50
– 75 км. В направлении на восток намечается наличие еще одно-
го Келькорского блока с глубинами гипоцентров порядка 50 км.
Блоки разделены разломами северо-восточной ориентировки и
сочленены кулисообразно. На основании указанных глубин ги-
поцентров ранее было обосновано наличие процесса субдукции
литосферы Южного Каспия под Апшероно-Балханский порог
[35].

Динамика сейсмичности рассматриваемой области была
намечена по данным для центральной части Альпийского пояса в
целом. Она определяется миграцией на север с возрастанием ин-
тенсивности за инструментальный период в пределах Апшероно-
Балханского порога и Предкавказья. Этот тезис подтверждают
три разрушительных землетрясения 1998 – 2001 годов: два в
Предкавказье (Дагестан) и одно на востоке вблизи г. Балханабад
[42].

Центральная область отличается высокой плотностью эпицентров и их концентрацией в зоне Транскавказского поперечного поднятия. Магнитуды землетрясений изменяются от $< 3,0$ до $6,5 - 7,0$. Эпицентры с низкими магнитудами, т.е. $< 4,5 - 5,0$, устанавливаются как вдоль региональных линеаментов, так и в межразломных зонах. Эпицентры с магнитудами $> 5,0$ приурочены в основном к линеаментам субкавказской ориентировки и в межразломных блоках представляют исключения. В историческом аспекте эта область характеризуется миграцией сейсмичности на север, что следует из пространственного положения времени нескольких сильных землетрясений – Параванского в Турции, Спитакского в Армении и Рача-Джавского в Грузии [83]. Однако, в направлении от антиклинория Большого Кавказа в пределы Скифской плиты сейсмичность снижается и практически отсутствует к северу от Терско-Каспийского краевого прогиба (см. рис. 29).

В связи сейсмичности с глубинным строением для данной области намечаются две особенности. Одна была установлена довольно давно (рис. 30). Эта особенность характерна для осевой зоны Большого Кавказа и вызвана резким затуханием выделенной энергии сейсмических волн с сопутствующим отсутствием гипоцентров с $M > 5,0$ на глубинах от $10 - 15$ до $40 - 50$ км. Такая ситуация отражает развитие в коре Большого Кавказа астенолинзы мощностью $5-10$ км и протяженностью до 600 км, ответственной, в частности, за проявление орогенного вулканизма на неотектоническом этапе [34, 90, 91].

Формирование астенолинзы имело еще ряд следствий: первое – повышенную сейсмичность на ее обрамлении, вызванную интенсивными напряжениями растяжения вкрест оси Большого Кавказа со смещениями блоков не только на север, но и на юг. Эти смещения подтверждаются данными GSP [101].

Вторая особенность определяется наличием гипоцентров с магнитудой более $5,0 - 5,5$ на глубинах свыше 50 и даже 100 км. Эти гипоцентры контролируют как-бы ступенчатое погружение блоков упруго-хрупкой литосферы с юга на север. Первый блок с глубинами гипоцентров $50 - 55$ км намечается в пределах Восточного Кавказа; второй с глубинами $75 - 100$ км приурочен к

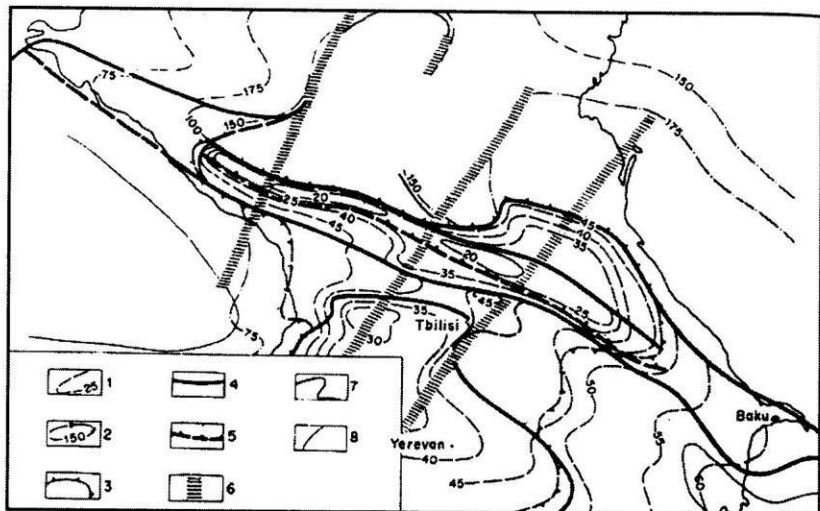


Рис. 30. Схема характера залегания астенолинз в коре Большого и Малого Кавказа [90].

1 — изогипсы кровли внутрикоровой астенолинзы и мантийной астеносферы; 2 — то же предполагаемые; 3 — контуры распространения коровой астенолинзы. Продольные разломы, наиболее активные на позднеорогенном этапе: 4 — глубинные; 5, 7 — коровые; 6 — поперечные глубинные разломы; 8 — границы выклинивания или резкого утонения гранито-гнейсового слоя в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах.

субширотному западному звену Терско-Каспийского прогиба; третий — с глубинами 75 км к Прикумской системе поднятий. Сочленение их с аналогичными по позиции блоками в Среднем Каспии скорее торцеобразное (рис. 31).

Западная область характеризуется более низкой интенсивностью сейсмичности в сравнении с двумя предыдущими. Известные эпицентры землетрясений рассредоточены и концентрируются преимущественно вдоль поперечных субмеридиональных линеаментов, рассекающих сооружения Западного Кавказа и Горного Крыма. Магнитуды большинства событий от 3,5 до 5,0 и только изредка в диапазоне от 5,0 до 5,5. Кроме Ялтинского землетрясения 1927 г. с $M=6,8$ известны также исторические события 1150 г. с $M=7,0 \pm 0,5$ (Севастопольская зона) и 1751 г. с $M=7,7 \pm 0,3$

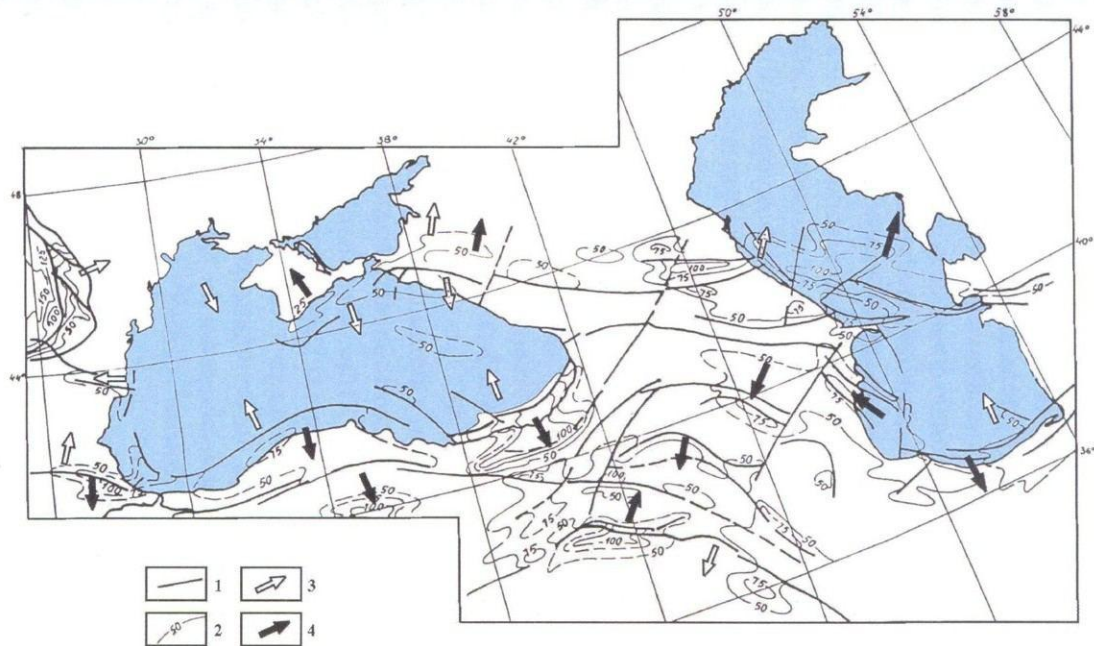


Рис. 31. Схемы строения зон псевдосубдукции в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе: 1 — региональные линеаменты; 2 — изолинии строения зон псевдосубдукции; 3 — направления надвигов; 4 — направления псевдосубдукции.

(Восточный Крым), свидетельствующий о сложной геодинамической обстановке [53].

Комплексный анализ сейсмичности западной области выявил ряд особенностей [81]. К ним относятся: единство сейсмогенной активности Западного Кавказа и Крыма; большая концентрация эпицентров в зоне шельфа по сравнению с континентальными районами; наличие элементов субмеридиональной зональности в проявлениях сейсмической активности; преимущественная связь гипоцентров землетрясений с горизонтами в земной коре на глубинах до 30 км; одновременное наличие небольшого числа гипоцентров в подкоровых слоях на глубинах 40 – 50 км. По данным о землетрясениях на шельфе Крыма в цитируемой работе было высказано предположение о сходстве ситуации с известными районами субдукции литосферы вблизи островных дуг. Механизм Ялтинского землетрясения 1927г. определяется надвигом или взбросом континентального блока над морским со значительной горизонтальной сдвиговой компонентой – правосторонним сдвигом [81]. При этом, как в Западном Предкавказье, так и в Крыму интенсивность сейсмичности снижается на север в пределах Скифской плиты.

Основная особенность глубинной сейсмичности западной области определяется крайне небольшим числом гипоцентров в диапазоне глубин от 33 до 50 км. Отдельные из них характеризуются $M > 7,0$, остальные имеют магнитуды от 3,1 до 5,2. По размещению этих эпицентров намечается наличие трех блоков, отделенных друг от друга поперечными линеаментами. Наиболее крупный из них приурочен к районам Индоло-Кубанского прогиба и Восточного Крыма совместно с зоной Кавказско-Крымского шельфа.

Для Каспийско-Кавказско-Черноморского региона в целом по размещению гипоцентров с глубинами от 33 до более 100 км были выделены три пояса псевдосубдукции вне связи с современными зонами спрединга [96, 112]. Сейсмичность северного пояса псевдосубдукции, направленной к северу и северо-востоку, с возможной детальностью рассмотрена в данной работе. Псевдосубдукция центрального пояса Эльбурса-Понтид-Родопского массива направлена к югу. Псевдосубдукции южного пояса За-

гроса-Таврид направлена, опять-таки, на север. Направление псевдосубдукции в каждом из поясов находится в обратном соотношении с направлениями надвигов. Только в восточной области северного пояса эти направления совпадают между собой.

Сейсмичность северного пояса является производной от разных процессов. Для восточной области – это напряжения сжатия на обрамлении раннекиммерийской складчатой зоны; апвеллинг астеносферы над зоной псевдосубдукции с формированием Восточно-Скифско-Келькорской рифтовой системы; сочетание напряжений растяжения со сжатием от движения Аравийской плиты. В Среднем Каспии северо-восточное направление псевдосубдукции с повышенной сейсмичностью испытывает торцевое сочленение с северо-западным направлением зон низкой сейсмичности на обрамлении раннекиммерийской складчатой зоны.

Центральная область отличается повышенной сейсмичностью вдоль региональных линеаментов на обрамлении внутрикоровой астенолинзы. Последняя возникла вследствие интенсивного тепломассопереноса над зоной псевдосубдукции, проникшей в астеносферу до глубин 100 км. Существенное влияние на сейсмичность здесь оказывает сложное соотношение напряжений сжатия и растяжения поперек оси Большого Кавказа.

Западная область с наименьшей глубиной псевдосубдукции обнаруживает относительно низкую сейсмическую активность, которая отмечается и далеко на север в пределах Скифской плиты. Сейсмичность сосредоточена здесь преимущественно вдоль поперечных линеаментов, а смещение блоков вызваны с одной стороны движением Евразийской плиты к югу от зон спрединга в северной части Срединно-Атлантического хребта и вдоль хребта Галлея, с другой – Аравийской и Африканской плит к северу от зон спрединга в Индийском океане и Красном море.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алиев М.М., Павлова М.М., Смирнов Ю.П. Меловые отложения обрамления Каспийского моря. М.: Наука, 1980.
2. Аглонов С.В. Новые данные о геодинамике Прикаспийского бассейна // Российский геофизический журнал. 1995. №5-6. С.35-42.
3. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993.
4. Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 494-499.
5. Балавадзе Б.К., Тулиани Л.И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона // Докл. АН СССР. Т. 217. № 6. 1974. С. 1379-1382.
6. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981.
7. Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В. и др. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979.
8. Борков Ф.П., Головачев Э.М., Семендуев М.М., Щербаков В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Азовского моря (по геофизическим данным). М.: ИГиРГИ, 1994.
9. Бродский А.Я., Шайдаков В.А., Шлезингер А.Е., Штунь С.Ю. Строение верхней мантии и консолидированной коры в зоне сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода // Докл. АН. Сер. геол.. 1993. Т. 333. № 3. С.341-343.
10. Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостатиграфического анализа). Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
11. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г. и др. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С.28-43.
12. Волож Ю.А., Сапожников Р.Б., Циммер В.А. Строение земной коры Прикаспийской впадины // Советская геология. 1975. №11. С.93-101.
13. Волож Ю.А., Липатова В.В. и др. Триас Южного Мангышлака. Тр. ВНИГНИ. Вып.224. 1981.

14. Волчегурский Л.Ф., Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Натанов Л.М. Эволюция Прикаспийской впадины в среднем – позднем палеозое // Отечественная геология. 1995. №2. С.44-49.
15. Габриэлянц Г.А., Дикенштейн Г.Х., Капустин И.Н. и др. Региональная геология нефтегазоносных территорий СССР. М.: Наука, 1991.
16. Гаджиев А.Н., Попков В.И. Новые данные по геологии Среднего Каспия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 682–685.
17. Гаджиев А.Н., Попков В.И. Особенности строения осадочного чехла Среднего Каспия // Геотектоника. 1988. № 6. С. 116–128.
18. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005.
19. Гарецкий Р.Г., Голов А.А., Журавлев В.С., Неволлина Н.В., Самодуров В.И., Фоменко К.Е., Эвектов Я.С., Яншин А.Л. Глубочайшая впадина древних платформ – Прикаспийская // Докл. сов. геологов. Проблема № 3. XXIV сессия Межд. геол. конгресс. М.: Наука, 1972. С. 102-112.
20. Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р., Славин В.И. и др. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1969.
21. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004.
22. Горбунов Г.И., Раскатов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышев Н.М. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 44-49.
23. Димаков А.Н., Тамаров А.И. Глубинная структура Мангышлака. Л.: Недра, 1973.
24. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972.
25. Зайцев А.В., Лихачев В.А. Верхнепротерозойские метаконгломераты южного обрамления Восточно-Европейской плат-

формы // Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием. Тез. 4-го регионального петрографического совещания по европейской части СССР. Петрозаводск, 1987. С. 203 - 204.

26. *Зайцев Ю.С., Иванов А.В., Лебедев И.П.* Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Ленинград: Наука, 1978. С. 115-130.

27. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР (в двух книгах). М.: Недра, 1990. Кн.2.

28. *Иванов А.В., Лебедев И.П.* Основные черты строения и состава гнейсово-мigmatитового комплекса воронцовской серии (юго-восточная часть Воронежского кристаллического массива) // Геология, петрология и металлогения кристаллических формаций Восточно-Европейской платформы. Т. II. М.: Недра, 1976. С. 129 - 135.

29. *Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А.* Аллохтонные структуры внутриконтинентальных морей юга СССР // Докл. научной сессии Ин-та геологии БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. С. 70-71.

30. *Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В.* Шарьяжи и надвиги Азовско-Черноморского региона // Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании полезных ископаемых. Докл. научной сессии Ин-та геологии БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1991. С. 100-105.

31. *Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В.* Аллохтонные структуры Азовского моря // Докл. АН СССР. 1991. Т. 313. № 4. С. 792 - 795.

32. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитин М.Ю. и др.* Структурная геология Крыма. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989.

33. *Калугин А.К., Кузьмин Б.В., Боранбаев К.Х., Юферов Ю.К.* К методике и направлению поисково-разведочных работ на Южном Мангышлаке // Геология нефти и газа. 1975. № 11. С. 1-7.

34. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 17-35.

35. *Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит // *Докл. АН СССР*. Т.230. 1976. С. 311-314.

36. *Круглов С.С., Цыпко А.К., Арсирий Ю.А. и др.* Тектоника Украины. М.: Недра, 1988.

37. *Крылов Н.А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука, 1971.

38. *Ларичев В.В., Попков В.И.* Гидрогеология доюрских отложений Южного Мангышлака. Ставрополь: СевКавГТУ, 2003.

39. *Лебедев И.П.* Использование петрологических данных в стратиграфии метаморфических образований воронцовской серии ВКМ // *Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов*. Воронеж: Из-во ВГУ. 1983. С. 83 - 90.

40. *Лебедев И.П.* О региональном метаморфизме песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // *Труды ВГУ*. Т. 86. 1972. С. 56 - 60.

41. *Левин Л.Э.* Сейсмичность Каспийского региона // *Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления*. М.: Научный мир, 2003. С. 99-101.

42. *Левин Л.Э., Солодилов Л.Н., Кондорская Н.В.* Центральная часть Альпийского пояса Евразии: геодинамика, термический режим, сейсмичность // *Вулканология и сейсмология*. 2000. № 2. С. 44-53.

43. *Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978.

44. *Летавин А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980.

45. *Летавин А.И., Орел В.Е., Чернышев С.М. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа. М.: Наука, 1987.

46. *Липатова В.В., Волож Ю.А., Арбузов В.Б.* Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984.

47. *Маловицкий Я.П.* Тектоника и история развития Азовского моря // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 74-88.

48. *Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000.* Редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: ПКО «Картография», 2003.

49. *Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1 : 2 500 000.* Объяснительная записка. Главные редакторы В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: Научный мир, 2003.

50. *Милановский Е.Е.* К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и ачкагыльский века) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып. 3. С. 17-29.

51. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е., Вялов О.С.* Основные черты геологического строения и развития Средиземноморского складчатого пояса в пределах СССР // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 1. Коллоквиум К.01. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 78-93.

52. *Нагорный Ю.Н.* О складчатых движениях альпийского тектогенеза в Донбассе // Геология и разведка угольных месторождений. М.: Недра. 1971. С. 62-75.

53. *Никонов А.А.* Сейсмический потенциал Крымского региона: сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53-62.

54. *Орел В.Е., Распопов Ю.В., Скрипник А.П. и др.* Геология и нефтегазоносность Предкавказья. М.: ГЕОС, 2001.

55. *Оруджева Д.С.* Литофизика и нефтегазоносность триасовых отложений запада Туранской плиты. М.: Наука, 1984.

56. *Пастухов В.Г., Астахов К.П., Багинян М.К. и др.* Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка. Киев, Госкомгеологии Украины, 1993.

57. *Пилифосов В.М., Воцалевский Э.С., Васильев Б.А.* Тектоника области сочленения Прикаспийской впадины и Северного Устюрта // Геол. Казахстана. 1996. №1. С.66-79.

58. *Полякова Т.П., Медведева Н.С.* О нетрадиционном подходе к оценке сейсмической опасности // Докл. АН СССР.

1977, Т. 336. № 4. С. 533-537.

59. *Попков В.И.* Геодинамика Азовско-Черноморского региона // Материалы XXX науч.-техн. конференции по результатам работы профессорско-преподавательского состава СевКавГТУ за 1999 год. Ставрополь: СевКавГТУ, 2000. С. 33-41.

60. *Попков В.И.* История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия. 2007. №4 (27). С. 48-53.

61. *Попков В.И.* О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 2. С. 43-49.

62. *Попков В.И.* Оймашинское нефтяное месторождение и перспективы обнаружения новых скоплений УВ в фундаменте юго-запада Туранской плиты // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 161-172.

63. *Попков В.И.* Перспективы нефтегазоносности Среднего Каспия // Нефть и газ юга России, Черного, Азовского и Каспийского морей. Геленджик: ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 2005. С. 126-128.

64. *Попков В.И.* Региональная структура осадочного чехла Среднего Каспия // Новые идеи в геологии и геохимии нефтидогенеза. К созданию общей теории нефтегазоносности недр. Книга 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 109-111.

65. *Попков В.И.* Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 108-113.

66. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2001.

67. *Попков В.И.* Стресс-тектоника Скифской плиты // Труды СевКавГТУ. Серия "Нефть и газ". 2000. С. 43-52.

68. *Попков В.И.* Тектоника запада Туранской плиты. – М.: ИГиРИ, 1992.

69. *Попков В.И.* Тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности платформенных отложений

Среднего Каспия // Материалы XXX научно-технической конференции. Ставрополь: СевКавГТУ, 2000. С. 34-39.

70. Попков В.И. Формационные особенности и перспективы нефтегазоносности доюрского осадочного комплекса Арало-Каспийского региона // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1985. С. 252-253.

71. Попков В.И., Воскобой В.А., Нурманов А.М. Глубинная структура Северного Устья (по данным сейсморазведки МОГТ). М.: ИГиРГИ, 1993.

72. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение Северного Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т.305. № 2. С. 409-412.

73. Попков В.И., Нугманов Я. Д. Значение восходящих тектонических движений в формировании структуры Южно-Мангышлакского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №6. С. 113-120.

74. Попков В.И., Письменная О.В. Типы разрезов и нефтегазоносность триаса Южного Мангышлака // Советская геология 1989. № 1. С.18-24.

75. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. Вып. 5. С. 135-143.

76. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Порода фундамента юго-запада Туранской плиты // Сов. геология. 1985. № 9. С. 106-113.

77. Попович С.В. Развитие структур горизонтального сжатия в пределах акватории Азовского моря // Геология нефти и газа. 1989. № 1. С. 22 - 25.

78. Попович С.В. Современная структура акватории Азовского моря // Геотектоника. 1998. №. 5. С. 86-96.

79. Привалов В.А., Панова Е.А., Азаров Н.Я. Тектонические фазы в Донецком бассейне: пространственно-временная локализация и характер проявления // Геология і геохімія горючих копалин. 1998. № 4 (105). С.11-18.

80. Разницын В.А. Тектоническое районирование и генезис структур северной зоны мелкой складчатости Донецкого бассейна // Геотектоника. 1976. № 1. С. 57-73

81. *Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Джибладзе Э.А.* Сейсмичность // Земная кора и история развития Черноморской впадины М.: Наука, 1975. С. 213-235.

82. *Рихтер Я.А.* Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления. Саратов: Изд-во «Научная книга», 2003.

83. *Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В., Солодилов Л.Н., Исмаил-Заде Т.А.* Тенденции развития сейсмичности Кавказа и сейсмогенерирующие зоны Ставрополя // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С.23-28.

84. *Савко К.А., Герасимов В.Ю.* Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 8. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2002.

85. *Сангри Дм., Уидмайер Дж.М.* Интерпретация терригенных осадочных фаций по данным сейсморазведки // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. С. 288–325.

86. *Славин В.И., Хаин В.Е.* Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1980. № 2. С. 3-14.

87. *Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В.* Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геологический журнал. 1977. Т.37. № 2. С. 45-49.

88. *Стовба С.Н., Стифенсон Р.А.* Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофизический журнал. 2000. № 2. С.37-61.

89. *Столяров А.С.* Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 5. С. 55–78.

90. *Тулиани Л.И.* К вопросу о природе орогенного вулканизма (по данным о землетрясениях) // Вулканизм и литогенез. Тбилиси, 1976. С. 45-50.

91. *Тулиани Л.И.* Сейсмичность и сейсмическая опасность:

на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир, 1999.

92. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977.

93. Хаин В.Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулcano-плутонический комплекс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1190–1192.

94. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2004. №2. С. 47–56.

95. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2004. С. 58 – 78.

96. Хаин В.Е., Левин Л.Э. Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Сб. трудов, посвященный 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Тр. Геологического института им. А.И. Джанелидзе АН Грузии. Тбилиси: 2004. С. 34–45.

97. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2006. Приложение. С. 105 – 112.

98. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы тектонического развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2006. № 2. С. 98 – 106.

99. Чебаненко И.И., Довгаль Ю.М., Знаменская Т.А. и др. Тектоника Северного Причерноморья. Киев: Наукова думка, 1988.

100. Шебалин Н.В. Генеральный каталог сильных ($M \geq 6$) землетрясений Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1996.

101. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS-измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.

102. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. // Мінеральні ресурси України. 2003. №3. С. 18-21.

103. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994.

104. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий // Геологічний журнал. 1996. № 3-4. С. 115-119.

105. Юдин В.В., Юдін В.В., Артеменко В.М. Новая збалансована модель Складчастого Донбасу. Сучасний металлогенічний прогноз // Мінеральні ресурси України. 1996. № 2. С.14-16.

106. Юдин В.В. Геодинамическая модель Южного Донбасса. Киев: УкрГГРИ. 2003.

107. Яншин. А.Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития // Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер. М.: Изд-во Моск. о-ва испыт. Природы. Вып. 15 (19). 1953.

108. Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.H. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // Geophys. J. Int. 2000. V.143. P.752-776.

109. Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I. The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a north-south section // Tectonophysics. 1999. V.313. P.85-106.

110. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chief: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. M.: PKO «Kartografia», 2006.

111. International tectonic Map of the Caspian Sea region. Scale 1 : 2 500 000. Editor-in-Chief: V.E. Khain, N.A. Bogdanov. Explanatory Notes. M.: Scientific World, 2006.

112. Khain V.E., Levin L.E. Geodynamics and pseudosubduction in the Caspian-Caucasus-Black Sea region. // Izvestiya Earth Sci. Section Russ Ac. of Natural Sci, Special Issue, 2004. P. 9-16.

113. Kondorskaya N.V., Ulomov V.I. (Eds). Specialized Catalogue of Earthquakes for North Eurasia. 1996. <http://www.scgis.ru>. System of Data Bases.

Научное издание

Коллектив авторов

Тектоника южного обрамления Восточно - Европейской платформы

(Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-
Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000)

Подписано в печать 05.05.09. Печать цифровая.
Формат 60 x 84 1/16. Уч.- изд. л. 13,3. Тираж 500 экз.
Заказ № 129 от 13.04.09

Кубанский государственный университет
350040 г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149.

Издательско-полиграфический центр
Кубанского государственного университета
350040 г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149.