



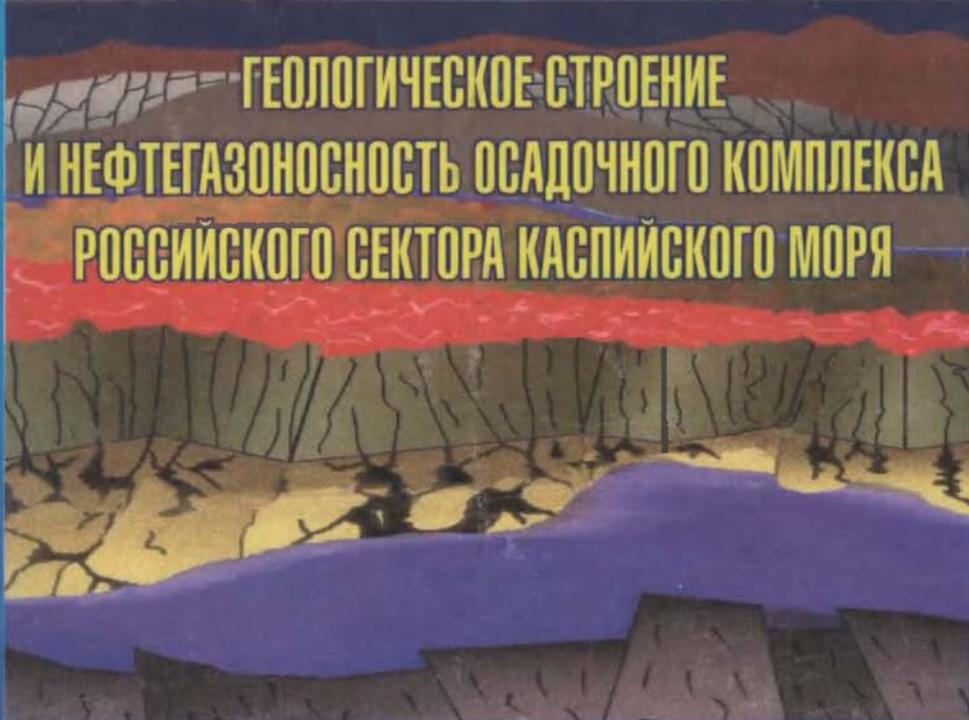
**ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

1 $\frac{09 - 49}{50}$



**К.А. Сабанаев
В.И. Черкашин**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА
РОССИЙСКОГО СЕКТОРА КАСПИЙСКОГО МОРЯ**



ТРУДЫ ИСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Основаны в 1957 году
Выпуск 53

К.А. Сабанаев В.И. Черкашин

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО
КОМПЛЕКСА РОССИЙСКОГО СЕКТОРА
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**



ДИНЭМ

**Махачкала
2008**

УДК 553.982.23.05.551.75/77 (262.81)

К.А. Сабанаев, В.И. Черкашин

Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря. Махачкала. 2008 г., 208 с.

Рецензенты: д. г.-м. н. Исрапилов М.И.
д. г.-м. н. Курбанов. М.К.

В книге суммированы и обобщены данные о геологическом строении осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря и его обрамления. Освещены тектонические особенности осадочного чехла и фундамента с учётом их гетерогенности и гетерохронности. Выделены перспективные нефтегазоносные комплексы, имеющие региональное распространение. Взаимодействие тектоники Большого Кавказа с Восточно-Европейской платформой и Скифско-Туранской плитой; в результате которого возникла котловина Каспийского моря, рассмотрено в динамике до антропогенного времени. По многим вопросам, не имеющим однозначного решения, использована концепция авторов, изложенная в прежних публикациях, судить об их приемлемости оппонентам и читателям.

Книга рассчитана для специалистов-геологов научных учреждений и нефтегазовых компаний, имеющих отношение к изучению геологии Каспийского региона.

UDC 553.987.23.05.551.75/77 (262.81)

K.A. Sabanaev, V.I. Cherkashin

Geological structure and oil-bearing of a sedimentary complex of Caspian Sea Russian sector. Makhachkala. 2008, 208 p.

The data about a geological structure of a sedimentary complex of Caspian Sea Russian sector and its framing are summarized and generalized in the book. The tectonic features of a sedimentary cover and the base taking into account their heterogeneity and heterochronism are characterized. The perspective oil-bearing complexes which have regional distribution are allocated. The questions of the Great Caucasus and East-European platform and Scythian - Turanian plate tectonics interaction as a result of which the basin of Caspian Sea was originated, are examined in dynamics up to anthropogenic time. On many questions which are not having unambiguous solution, the concept of authors stated in former publications is used, let opponents and readers judge their acceptability.

The book is meant for experts - geologists, scientific institutes and the oil-and-gas companies concerning geology study of the Caspian region.

ISBN 5-91446-004-1

© ООО "ДИНЭМ", 2008

© Институт геологии ДНЦ РАН, 2008

ВВЕДЕНИЕ

«Великое есть дело постигать во глубину зелёную разумом, куда рукам и оку достягнуть возбраняется натурою; странствовать размышлениями в преисподней, проникать рассуждением сквозь тесные расщелины, и вечной ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечный свет».

(М.В. Ломоносов)

Бурное развитие отраслей топливно-энергетического комплекса за последние 50 лет привело к вытеснению источников производства первичной энергии, углеводородным топливом: сначала нефтью, а позднее и природным газом. Их совместная доля в мировом производстве энергоресурсов достигла почти 65 %, а в России - свыше 80 %. Мировым сообществом выдвинута задача, заключающаяся в формировании общественно приемлемой энергетики, отвечающей трединому критерию – высокой энергетической, экономической и экологической эффективности. Ускоренное развитие нефтегазового комплекса в России, превращение его в доминанту энергетического роста, является важным условием выполнения настоящей задачи. Успешность этого процесса, наравне с повышением эффективности геологоразведочных работ, нефтеотдачи пластов разрабатываемых нефтегазовых месторождений, в значительной степени зависит от интенсивности и целенаправленности поиска и выявления новых перспективных регионов, каковым является бассейн Каспийского моря и его российский сектор. Акватория Каспийского бассейна, находящаяся под юрисдикцией России, занимает его северо-западную часть при общей протяжённости береговой линии 695 км, из которых 490 км приходится на Республику Дагестан, 110 км – Республику Калмыкия и 95 км на Астраханскую область. В настоящее время изучение этого региона считается стратегическим направлением для ряда нефтегазовых компаний. Безусловно, есть проблемы, без решения которых невозможно вести эффективные поисково-разведочные работы. Во-первых, правовые отношения на Каспии между пятью прикаспийскими государствами: Азербайджаном, Казахстаном, Россией, Туркменистаном, и Ираном регулируется все еще Советско-Иранским договором от 1921 и 1941 годов, которые давно уже не отвечают реалиям настоящего времени. Вот уже более 10-ти лет ведутся не простые переговоры о выработке Конвенции по правовому статусу Каспийского моря. Окончательное решение этой проблемы позволит ускорить реализацию научно-технических программ по различным направлениям, как в освоении углеводородного сырья, так и в регулировании биоресурсов уникального бассейна Каспийского моря с разработкой новых технологий обеспечивающих экологическую индифферентность при техногенных процессах. Ситуация усложняется ещё и тем, что прибрежная, придельтовая часть северо-западного Каспия шириной до 30 км практически недоступна для плавания судов из-за малых глубин и

заболоченности, что усложняет проведение поисково-разведочных работ. Затруднено их проведение и в транзитной зоне западного Каспия из-за выходов известняковых гряд ближе к дневной поверхности. Вместе с тем необходимо отметить, что Каспийская впадина является крупнейшим нефтегазоносным бассейном юга России. Распространение в бассейн Каспийского моря разных по своему геологическому строению крупных геоструктурных элементов: вала Карпинского, Восточно-Маньчского прогиба, Терско-Каспийского прогиба, фронтальной части Дагестанского клина и др., в пределах которых и меняются приоритетные нефтегазовые комплексы, требующие автономного подхода к их изучению. На мелководье Калмыкии и Астраханской области к северу от Каспийского структурного выступа выявлен целый ряд перспективных площадей в условиях развития Скифско-Туранской плиты, а в западной части Каспия имеют распространение отдельные поднятия и антиклинальные зоны. Несмотря на длительное геологическое изучение Прикаспийского региона (более 100 лет) в бассейне Каспийского моря исследования начали проводиться сравнительно недавно, поскольку он характеризуется своеобразными тектоническими и литофациальными особенностями. Изучение морского дна требует специальных методов и методик, позволяющие в той или иной степени решать научно-практические задачи. В настоящее время имеется ряд моделей тектоники и геологического строения Каспийского региона и самой акватории, которые являются дискуссионными. Некоторые из них получили подтверждение результатами сейсморазведочных работ ОАО «Лукойл» и ОАО «Газпром», в обработке и интерпретации которых принимали участие авторы данной монографии. Многие вопросы по геологии, литолого-стратиграфической характеристике, тектонике исследуемого региона при комплексной интерпретации не нашли однозначного решения из-за гетерогенности строения бассейна Каспийского моря. Остаётся открытым и вопрос происхождения самой Каспийской впадины, её развитие, глубинное строение и образование формаций разного генезиса, что безусловно осложняет подбор методики оценки ресурсов УВ и перспектив нефтегазоносности, поэтому при выборе направлений геологоразведочных работ по всему региону заложена концепция авторов, изложенные в их публикациях, а аппонентам представляем возможность судить о ее приемлимости.

При написании отдельных разделов монографии пользовались советами и консультациями сотрудников Института геологии Дагестанского научного центра РАН- зав. лабораториями: к.г.-м.н. Мацапулина В.У., к.т.н. Мамаева С.А., к.ф.-м.н. Крамынина П.И., к.г.-м.н. Газалиева И.М., гл. научных сотрудников: д.г.-м.н. Курбанова М.К., д.г.-м.н. Осики Д.Г., а также д.т.н. Алиева Р.М., д.г.-м.н. Исрапилова, которым авторы выражают свою искреннюю признательность. При отборе материалов и подготовке рукописи к печати действенную помощь оказали сотрудники ИГ ДНЦ РАН: Ахмедов А.М., Давудова Н.А., Гусейнова А.Ш., Салихова Д.Б., Гаджиева Т.Р., Шульгина Т.А., Шевчук С.А., за что им авторы выражают свою благодарность. Особо признательны руководителю рабочей группы Правительства Республики Дагестан по освоению шельфа Каспия Идрисову Г.И. за консультации по правовому статусу бассейна Каспийского моря.

Глава 1

Краткий физико-географический очерк и геоморфология Российского сектора Каспийского побережья

Каспийское море является величайшим внутриконтинентальным озером мира. Оно испытало сложное и длительное геологическое развитие, вследствие чего вытянуто с севера на юг на 1200 км, средняя ширина – 310 км. Северная часть моря расположена в пределах обширной низменности, являющейся частью Восточно-Европейской равнины. Западное побережье прилегает к горам Кавказа, а восточная часть окаймляется пустынной областью Средней Азии. Южная часть акватории почти примыкает к отрогам горного хребта Эльбрус. Окружённое весьма пёстрыми климатическими поясами, Каспийское море обуславливает значительные контрасты ландшафта, геологического строения, гидрогеологического режима.

Крупнейшие реки Восточно-Европейской равнины и Кавказа впадают в море с севера и запада, оказывая воздействие на рельеф берегов и дна Каспия, этим и определяется их неоднородность, что в свою очередь оказывает различное влияние на природные условия отдельных районов моря и побережья. Физико-географическая и геологическая обстановка шельфа Каспия обстоятельно описана в ряде работ, поэтому здесь охарактеризуем отдельные её аспекты с целью получения общего представления происходящих геоморфологических процессов и обоснования комплексного районирования берегов и дна моря.

Основными орографическими элементами Каспийского побережья являются: Прикаспийская (Северо-Каспийская) низменность; горы Восточного Предкавказья и Кавказа с узкой прибрежной низменностью; предгорья Талгинских гор; Махачкалинское, Кендери-Каякентское, Устьюрт, Красноводское плато; широкая эоловая равнина западной Туркмении; узкая прибрежная равнина и хребет Эльбрус. Элементы рельефа дна: обширное северокаспийское мелководье, (глубина до 15-20 м), ограниченное на юге слабо выраженным в рельефе Мангышлакским порогом; Среднекаспийская котловина глубиной до 800 м, опоясанная с юга крупным Апшеронским порогом широтного простиранья; Каспийская котловина со сложным рельефом с максимальной глубиной – 1025 м. Всё северное низменное побережье и прилегающая к нему часть северокаспийского мелководья расположены в пределах Прикаспийской синеклизы. Юг Северного Каспия, восточная часть Среднекаспийской котловины лежат в пределах эпигерцинской Скифско-Туранской плиты. Западная часть Каспийского моря (Российский шельф) относится к альпийской геосинклинальной области, представляя собой зону интенсивного прогибания. Терско-Каспийский передовой прогиб, заполненный мощной толщей осадков (до 10 км) имеет распространение в глубину моря. В море находится осевая часть этого прогиба и пологий склон в пределах прибрежных районов Дагестана и Северного Азербайджана. Характерной особенностью Южнокаспийской впадины является большая мощность мезозойско-кайнозойского комплекса (до 25 км). Этот факт и предположение о выклинивании «гранитного» слоя наводит некоторых авторов на мысль, что Южный

Каспий относится к океаническому дну Тетис, то есть здесь имеют место остатки земной коры океанического типа.

Физико-географические условия побережья Каспийского моря, особенно Российского шельфа разнообразны, что обусловлено вытянутостью его в меридиональном направлении – от 37 до 47° с.ш. Климатические зоны так же отличаются друг от друга в силу своих неодинаковых широтных положений. Вся северная часть (мелководье Каспия) почти ежегодно покрывается льдом, кромка которого проходит примерно от о.Чечень до мыса Тюб-Караган (рис. 1.1). В средней и южной частях море не замерзает и морские порты функционируют круглогодично. Каспийское море, находясь в зоне взаимодействия полярных и субтропических масс воздуха, относится к числу наиболее бурных. Штиль бывает крайне редко, типичное состояние водной поверхности – волнение 2-3 балла. В северной части Каспия действуют восточные ветры, суммарная повторяемость которых в зимние месяцы составляет 41-43, а весной – 32-36 %.

Летом большое значение приобретают ветры северо-западные и западные. Господствующие в северной части моря восточные ветры и связанные с ними волнения того же направления обуславливают сильные нагоны воды к берегу и повышение уровня на 0,8-1,0 м, а в некоторых случаях – до 3,0-3,5 м. Западные и северо-западные ветры для большей части северного побережья – сгонные, но вызывают нагоны на северо-восточном участке. Течения в Каспии имеют сложный характер и не отличаются постоянством. Факторами формирования течений являются ветер, речной сток, различия плотности воды и геоморфологические условия (очертания берега, рельеф дна).

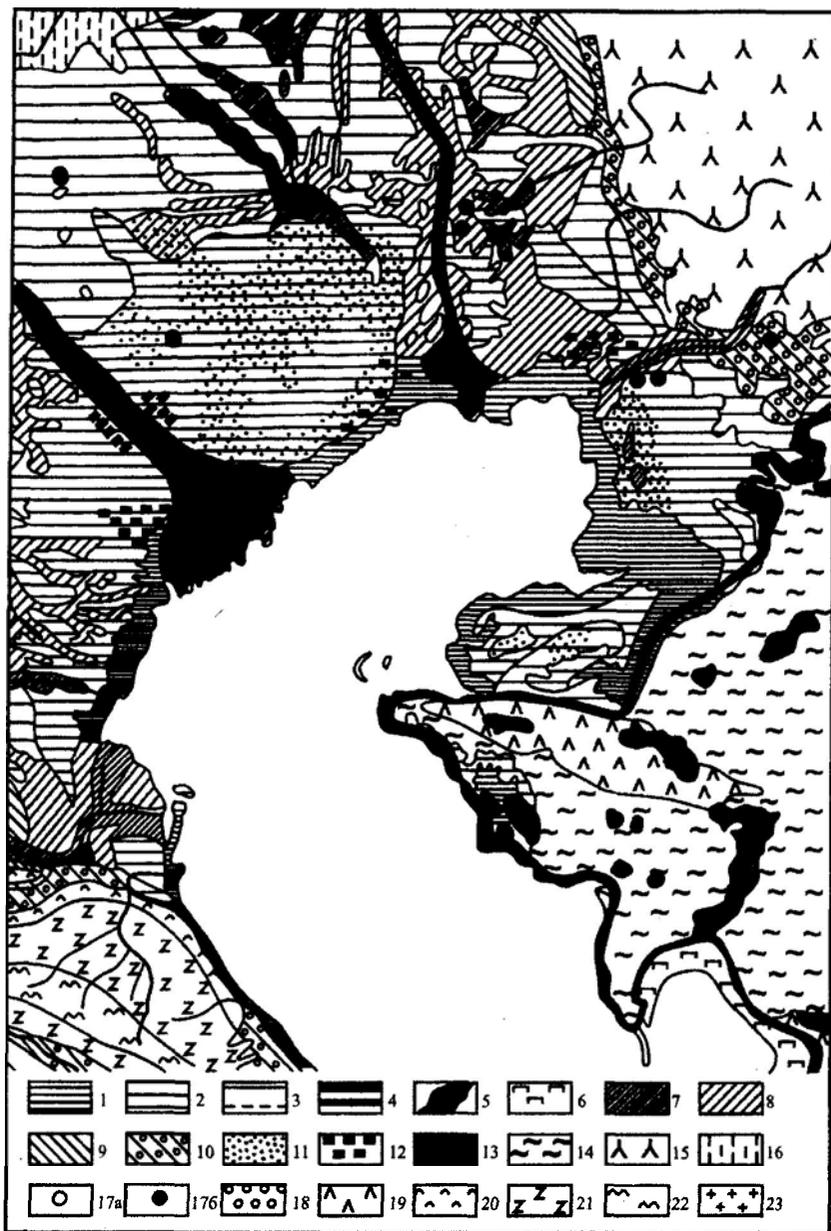
В Северном Каспии под действием стока волжских вод и господствующих ветров образуется течение, направленное на юг, где оно сливается с общим береговым течением Среднего Каспия. Часть волжских вод идёт на восток, обуславливая перенос водных масс в залив Комсомолец. Течение, следующее вдоль западного берега Каспия, не доходя до Апшеронского порога, поворачивает на восток и пересекает море, сливается с течением, идущим вдоль восточного берега с юга на север, образуя циклонический круговорот. Говоря о природных условиях Каспийского моря и его побережья нельзя не упомянуть о колебаниях уровня моря. Основной фактор этих колебаний – изменение климата, в целом циклическое. Об этом свидетельствуют сменяющие друг друга трансгрессии и регрессии в антропогеновое время. При трансгрессивных стадиях оставались на берегах серии террас бакинско-го, хазарского, хвальнского и новокаспийского возрастов, каждый из которых в свою очередь включал ряд трансгрессивных и регрессивных подстадий. Падение уровня моря на 2 м за время с 1929 по 1956 г. (Леонтьев, 1955) заметно сказалось на морфологии и динамике берегов Каспия, а в северной части моря – на ландшафте побережья. Впечатляет размах колебаний уровня от 100 м (плейстоцен) до 4 м (с 1830 г. по настоящее время). Считается, что на колебания уровня Каспийского моря в раннем неогене преобладающее влияние оказывали тектонические и горообразовательные процессы; в верхнем плиоцене – тектонические и климатические факторы; в антропогене – техногенные и кли-



Рис. 1.1. Физико-географическая карта Каспийского моря и прилегающих государств.

матические особенности региона. В Каспийское море впадают около 130 малых и больших рек, основными из которых являются: Волга, расход которой составляет 80% от общего стока в бассейн Каспия, Урал-5%, Терек, Самур, Сулак (в сумме- 5%), Кура-6%. Малые реки Иранского побережья и Кавказа составляют 4%. Межгодовые изменения уровня Каспийского моря за счет речного стока, по отмеченным данным, может составить около 50 см. Объем же атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря, по сравнению с объемом речного стока незначителен и не намного влияет на состояние уровня моря. Максимальный размах межгодовых колебаний объемов атмосферных осадков в текущем столетии составил 70 куб. км, что соответствует изменению уровня моря на 18 см. Величина подземного притока варьирует от 0,3 до 50 куб. км. в год, что почти не влияет на водный баланс Каспия. На современном этапе геологического развития Земли уровенный режим Каспийского моря, по мнению большинства исследователей, определяет климатические и антропогенные факторы. Учитывая природные различия отдельных районов побережья (О.К. Леонтьев и др., 1965) выделили ряд физико-географических областей: Северная, Восточная, Карабогаская, Юго-Восточная, Юго-Западная, Апшеронская, Западная, Северо-Западная. Районирование территории, покрытой водами Каспия, выполнено на основе тех же принципов, с учётом геологического строения, интенсивности экзогенных процессов и др. В пределах шельфа Каспия выделяются: - прибрежная отмель – подводное продолжение прибрежных равнин. По геологическим и физико-географическим признакам в пределах прибрежной отмели выделено ряд областей, почти совпадающих с районированием побережья. Особенности геоморфологии северной области Каспийского побережья рассмотрены в работах М.М. Жукова (1945), А.Г. Доскач (1956), М.В. Карандеевой (1958), Л.Б. Аристарховой (1971) и др. Этому вопросу была посвящена специальная монография (Леонтьев, Фатева, 1965), здесь рассматривается лишь её краткая характеристика. Границы северной области на западе – подножья склонов Ергенинской возвышенности, на севере – подножья Общего Сарта, на северо-востоке – Предуральское плато, а на юго-востоке – северный Чонк плато Устюрт и подножья гор Мангыстау. Юго-западную границу условно проводят по разливам нижнего Маныча. Географически северная область Каспийского побережья совпадает с Прикаспийской (Северокаспийской) низменностью. Здесь распространены типы рельефа, обусловленные воздействием моря (рис. 1.2). Это морские аккумулятивные террасы разных уровней хвалыньских и новокаспийских трансгрессий, а на некоторых участках к ним примыкают прибортовые абразионные террасы хазарского возраста. В основном рельеф, созданный воздействием течения рек Волги и Урала и временных водотоков составляет делювиально-пролювиальные равнины.

На склонах бортовых возвышенностей, обрамляющих Прикаспийскую низменность с запада, севера и востока, развит эрозионно-денудационный и структурно-денудационный рельеф, возникший в обстановке преобладающего сноса и денудации тектонически обусловленных поднятий. Имеют также распространение эоловые типы рельефа, сформированные путём размыва поверхностей морских песчаных равнин различного возраста после ухода моря, а в редких случаях – аллювиальные равнины. Здесь



встречаются формы соляно-купольной тектоники. Карстовые образования формируются за счёт выщелачивания солянокупольных возвышенностей. Большую часть Северокаспийской низменности занимает нижнехвалынская морская равнина. Морские отложения, слагающие поверхность этой равнины, представлены глинами и суглинками, нередко переслаиваемыми песками. Речная сеть здесь развита слабо, но много сухих ложбин, с интенсивным стоком в весеннее время года пересыхают в летние знойные месяцы. Песчаный материал сносимый в весенний период аккумулируется у южной границы равнины, где образуется сплошная зона слившихся конусов выноса, приуроченных к нулевой горизонтали.

Северо-западная область с запада ограничена склоном Ставропольской возвышенности, на юге – северным подножьем Терского хребта а юго-восточная граница проводится вдоль северных подножий Гудермесского и Нараттюбинского хребтов вплоть до берега моря у северной окраины Махачкалы. Современные пляжи Каспия от Махачкалы до о. Чечень динамически связаны с берегом моря и повторяют формы рельефа западной области, сливаясь с берегами дельты Терека и Кизлярского залива. Северо-западная область Каспийского побережья описана в работах О.К. Леонтьева, Н.А. Сягаева и др., где им выделены элементы рельефа: Затеречная равнина, дельта и долина Терека, Сулакская равнина и долина реки Кума (рис.1.3). В целом это плоская, местами волнистая равнина, полого наклонённая к востоку. В пределах области развиты генетические типы рельефа морского (образноно-аккумулятивного и аккумулятивного), флювиального (эрозионно-аккумулятивного) и эолового (дефляционно-аккумулятивного).

Морской рельеф распространён в северной части затеречной и в южной части Сулакской равнины. К этому генетическому типу относятся древние морские террасы на склонах Гудермесского и Нараттюбинского хребтов и полоса новокаспийских осадков вдоль северного отрога отмершей части дельты Терека. Долины рек, древние дельтовые образования Терека и Кумы, современные дельты Терека и Сулака, пролювиальные конусы у подножья гор Дагестана образуют флювиальный тип рельефа. Эоловые формы рельефа в центральной части Затеречной равнины возникли за счёт деформации древних дельтовых образований, которые встречаются, но меньших размеров, в пределах морских равнин различного возраста. К северу от Кумы простирается пологоволнистая равнина, на поверхности которой часто можно видеть бессточные озёра и солончаки, а в районе Восточного Маныча наблюдается сеть древних эрозионных мертвых ложбин, шаров и цепочек пересыхающих озёр верхнехвалынского возраста (Леонтьев и др., 1957).

Южнее Кумы нередко участки с сохранившимися отмершими образонными уступами среди песков обильной верхнехвалынской фауны. К этой же зоне относятся как врезанная дельта Маныча, так и другие древние образования. К востоку от верхнехвалынского морского бассейна простирается морская одноимённая равнина, поверхность которой сильно изменена эоловыми процессами. Наиболее значительные эоловые массивы, разившиеся на морских верхнехвалыньских поверхностях, отмечаются к северу и к югу от нижнего течения Кумы. Верхнехвалыньская морская равнина сужается к югу и

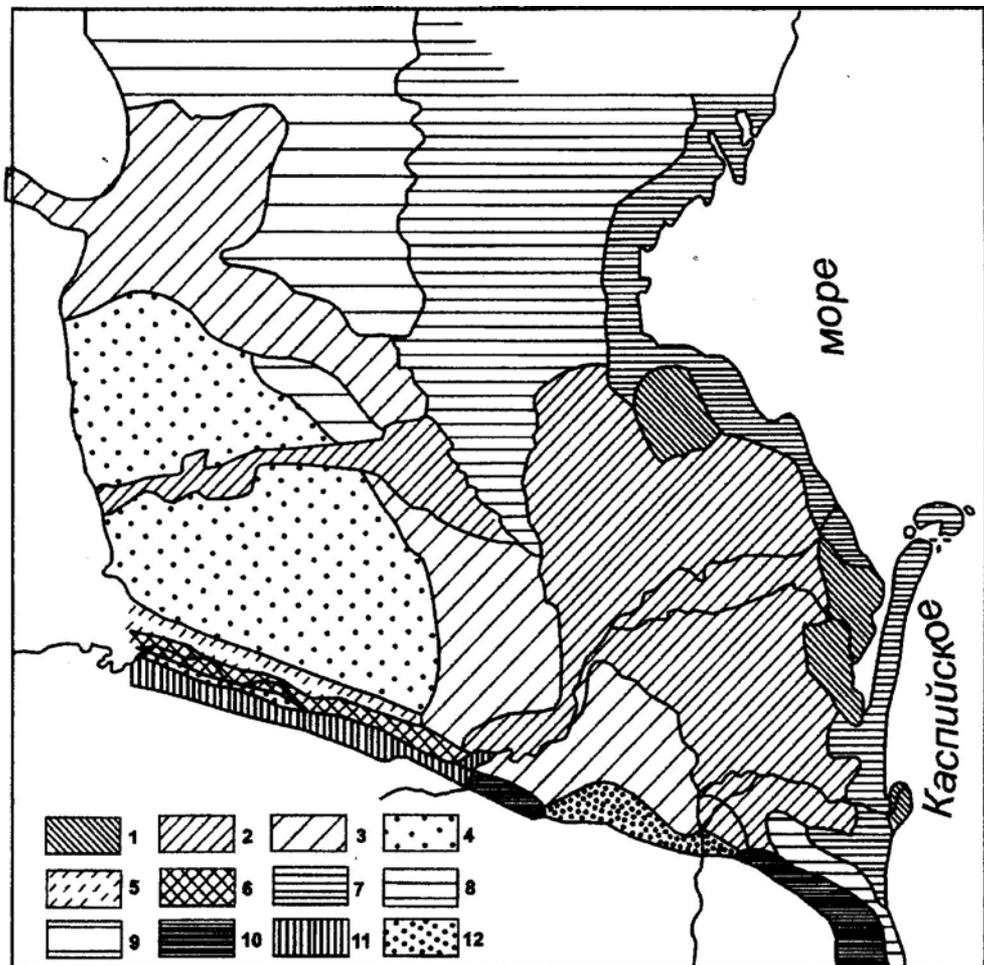


Рис.1.3. Геоморфологические элементы побережья Восточного Предкавказья:

1 -новокаспийская дельтовая равнина; 2 -верхнехвалынская; 3 - нижнехвалынская; 4 - хазарская дельтовая равнина; 5 четвертая терраса Терека; 6 -более низкие террасы и пойма Терека; 7 - новокаспийская; 8 -верхнехвалынская; 9 -нижнехвалынские морские равнины; 10 — бакинские и хазарские морские террасы; 11- нижнечетвертичная дельювиально-пролювиальная равнина. 12 -нижнечетвертичные конусы выноса (по Рычагову, Леонтьеву, 1950).

выклинивается примерно на широте Кизляра. Морская аккумулятивная равнина имеет своё развитие в центральной части Сулакской низменности. Здесь вдоль железной дороги Ростов-Баку между городами Хасавюрт-Махачкала протянулись невысокие песчано-ракушечные гряды, сложенные верхнехвалынскими прибрежно-морскими отложениями, представляющие собой береговую аккумулятивную форму. К северу от них лежит плоская, местами заболоченная морская равнина, называемая Новокаспийская и имеющая ширину до 30-35 км. Её поверхность меньше изменена флювиальными и эоловыми процессами. Береговая линия Новокаспийского бассейна отчётливо прослеживается по узкой зоне солончаков и песчано-ракушечных береговых валов,

а также дельтами отмерших протоков, соответствующих устьям пересохших рек Гайдук и реки Кума Восточного Маныча. Вдоль современного берега здесь отмечаются песчаные береговые аккумулярованные формы, маркирующие среднее многолетнее положение уровня Каспия (-26 м). Такими косами реликтами являются Чепурья, Бирюзачья, Брянская, Суюткина, Старотеречная. Северо-восточная часть дельты Терека также покрывалась водами новокаспийской трансгрессии, из чего следует, что она сформировалась ещё в доновокаспийское время (Рычагов, 1960). На остальных участках новокаспийская морская равнина, плавно понижаясь к востоку, постепенно переходит в поверхность ветровой осушки, эпизодически затопляемую морем при нагонах и осушаемую при сгонах. Поверхность осушки в свою очередь постепенно сменяется плоским дном северо-каспийского мелководья. Вдоль северных склонов Гудермесского хребта и северных предгорий Дагестана развиты абразионно-аккумулятивные формы рельефа: древнекаспийские террасы, врезанные в склоны гор и перекрытые маломощными морскими отложениями. Верхняя терраса расположена на высоте 180-200 м. и в грубообломочных её отложениях встречена фауна бакинского яруса (Фёдоров П.В., 1957). Второй уровень отмечается на высоте 110-120 м, который отделяется от предыдущего сохранившимся абразионным уступом. Ниже расположены ещё две террасы на высотах 100-105 м и 80-90 м, которые перекрыты конгломератами небольшой мощности (Рычагов, 1970). Нижнехвалынская терраса, расположенная на последнем уровне у выходов из предгорий рек Аксай, Акташ, Сулак, Шура-озень сопрягаются с уровнями их конусов выноса. Долина Терека гораздо сложнее по строению, здесь выделяются четыре надпойменные террасы, самая высокая из которых у г. Моздок. Она поднята на 13-14 м над уровнем реки, в окрестностях с. Аду-Юрт её высота возрастает до 18-20 м, а далее на восток понижается до 8-9 м, выклиниваясь полностью у ст. Червлённая. На левом берегу Терека описываемая терраса отделяется слабо выраженным перегибом от обширной древней дельтовой равнины, раскинувшейся между склонами Ставропольской возвышенности и долиной Терека. Выше Моздока, по данным П.В. Фёдорова (1957) в основании IV террасы залегают бакинские слои, которые подтверждают формирование последней террасы в хазарское время. Более поздняя – III надпойменная терраса (8м) имеет цокольное строение и её образование по видимому связано с регрессией моря в конце хазарского времени. Вторая надпойменная терраса (около 5 м) в районе ст. Червлёная переходит в дельтовую равнину. На левом берегу Терека она сильно переработана эоловыми процессами. Здесь преобладают барханы и барханные цепи различной высоты. На правом берегу Терека нижнехвалынская морская равнина сливается с одновозрастными дельтами рек Аксай и Акташ, к северо-востоку она постепенно переходит в более молодую дельтовую равнину, южное основание которой соответствует широте нижнего течения реки Сулак, а западная сторона – старой протекке Терека. С востока эта дельтовая равнина ограничена берегом Каспия. Русла рек окаймлены предрусловыми валами, приподнятыми над прилегающей местностью, что обуславливает мощные наводнения во время паводков.

Южная часть верхнехвалынской дельты Терека в настоящее время отмирает и только реки Акташ и Аксай продолжают сбрасывать свои воды в

широкие «разливы» Прикаспийской низменности. Основной сток Терека в настоящее время осуществляется по руслам Аликазгана и Бирючека, вытекающим из обширных плавней и разливов центральной части дельты. К югу от дельты Терека расположена Кумыкская плоскость, или Сулакская аллювиальная – морская равнина. Со стороны моря верхнехвалынская морская равнина, у самого моря окаймлена полосой дюнных форм. Подытоживая геоморфологические особенности северо-западной области, в первую очередь следует отметить важную роль флювиального фактора в формировании рельефа. Взаимная увязка дельтовых равнин речных террас с морскими равнинами позволяет сделать вывод об антропогенной истории формирования рельефа этой территории.

Западная область охватывает часть Каспийского побережья от Махачкалы до устья реки Сумгаит. Некоторые исследователи О.К. Леонтьев, П.В. Фёдоров и др. в состав этой области включают полосу берега от Махачкалы до северного окончания Аграханского полуострова, поскольку этот участок берега динамически связан с Дагестанским побережьем. Геоморфологическое описание этой области дано в работах О.К. Леонтьева (1965), Г.И. Рычагова (1970, 1974). Описываемая область приурочена к восточной окраине отрогов Южного Дагестана, где в ее средней части к берегу Каспия выходит широким фронтом Самурско-Дивичинская низменность, соответствующая Самурской или Кусаро-Дивичинской депрессионной зоне. По рельефу и отличительным особенностям геологического строения западная область побережья может быть подразделена на две подобласти – Дагестанскую и Северо-Азербайджанскую. Дагестанская подобласть представлена узкой образонно-аккумулятивной равниной древнекаспийского и хвалынского возраста. Со стороны моря окаймлена новокаспийской террасой, а нижняя часть склонов предгорий восточного Дагестана осложнена террасами хазарского возраста. Поскольку мощность антропогенных отложений не велика, то в рельефе совместно проявляется влияние коренных пород более древнего возраста. Неровности рельефа в пределах побережья подводного берегового склона связаны с коренными породами. В районе Махачкалы к востоку от горы Тарки-тау, возвышается холм Анжи-арка – восточное крыло Махачкалинской брахиантиклинали. Южнее, с выходами сарматских известняков связаны небольшие возвышенности (холмы Турали, Син-арка и др.). Западнее узкой равнинной полосы между Каспием и Талгинским выступом протягиваются передовые предгорья горы Тарки-тау. К югу от долины реки Манас высокие террасы врезаны в склоны брахиантиклинальной возвышенности Ачи-су, вершинная часть которой выравнена абразией в бакинское время (П.В. Фёдоров, 1957).

Южнее, в рельефе прибрежной равнины, серией известняковых гряд выражены периклиналь и часть северо-восточного крыла Избербашской антиклинали. Периферийные участки структур: Ачисинской, Избербашской и Инчхе-море очерчиваются на дне моря подводными грядами верхнесарматских известняков (Бурштар, Варущенко, Леонтьев, 1971). С продвижением на юг берег моря срезан абразией и денудацией, так своды брахиантиклиналей Восточной антиклинальной зоны (Каякент, Берикей, Дузлак и Дагогни) нарушена под воздействием работы приливов, отливов, ветра и др. На месте

сводов простирается широкая Терекминская равнина вплоть до Западной антиклинальной зоны Южного Дагестана. В районе Дербента верхнесарматские известняки слагают широкую складку с пологими крыльями, или структурную террасу, отделённую от восточных крыльев Рукельской и Хошмензильской складок региональным Главным Дербентским разломом, который следует в рельефе прибрежной части дна Каспия вплоть до Избербаша полосой резко выраженных подводных гряд известняков с очень крутым падением. Этот разлом отделяет вышеперечисленные структуры от ещё двух (Дузлак-море, Берикей-море), являющимися элементами третьей Приморской антиклинальной зоны Южно-Дагестанской ступени.

Дербентской складке (структурной террасе) на дне моря отвечает поверхность ступенчатого бенча, на большей своей части лишённой покрова наносов и прослеживается до глубины порядка 25 м (Леонтьев, 1973). Южнее станции Араблинская отмечается переход от Дагестанского региона брахиструктур к депрессионной зоне Кусаро-Дивичинского прогиба. Наиболее древние антропогеновые террасы на Дагестанском побережье датируются бакинским ярусом (плейстоцен) и были обнаружены впервые В.Д. Голубятниковым в 1937 г. южнее Дербента, где они сложены галечниками и ракушечными известняками на высоте 140-220 м. Западнее балки Сугют была обнаружена наклонная поверхность, опирающаяся на уровень +220 м, - древняя аллювиально-пролювиальная равнина бакинских слоёв (В.Д. Голубятников, 1937, П.В. Фёдоров, 1953). В основании этой террасы залегают дислоцированные ачкагыльские отложения.

Большая часть прибрежной низменности образована поверхностями хвалынских террас. Здесь выделяются два комплекса террас – нижне- и верхнехвалынский (П.В. Фёдоров, 1957). Средняя высота нижнехвалынской террасы +45 м, кроме того, прослеживается стадиальная терраса со средней высотой около +10 м между станциями Инчхе и Дербент. Древняя береговая линия максимальной стадии в районе Махачкала-Избербаш достигает 56-60 м высоты.

Нижнехвалынская морская равнина вновь сильно расширяется южнее ст. Каякент. Здесь она распространена не только на срезанные своды складок Восточной антиклинальной зоны но и на Бильгадинскую синклиналь,., отделяющую её от Западной. В районе Каякента и Уллучая развита терраса максимальной стадии (высота береговой линии от +46 до +74 м над уровнем Каспия. Южнее Уллучая наиболее чётко выражена стадиальная терраса с высотой береговой линии +10 м. Обе террасы прослеживаются в районе Дербента, снижаясь до высот +5 м.

Южнее Дербента прибрежная низменность вновь расширяется и за рекой Рубасчай сливается с Самурско-Дивичинской низменностью. Здесь большую часть поверхности занимает максимальная нижнехвалынская терраса. Более низкую ступень прибрежной равнины образует комплекс трёх верхнехвалынских террас высотой – 2 –12 –18 м (О.К. Леонтьев, П.В. Фёдоров, 1953), соответствующие трём стадиям верхнехвалынской трансгрессии – махачкалинской, сарматской и дагестанской. Сложены террасы песчано-глинистыми отложениями, залегающими на размывтой поверхности сарматских пород. К югу они выклиниваются и в 12 км южнее мыса Турали к берегу

моря подступает нижнехвалынская терраса. В районе Избербаша верхняя терраса имеет образинное, а нижняя – аккумулятивное происхождение. Южнее Каякента все три верхнехвалынские террасы имеют большую ширину (5-6 км) и сложены песчано-глинистыми отложениями (Махачкалинская и Сартасекая) рыхлыми ракушечниками и ракушечными песками (дагестанская). Севернее Дербента преобладает махачкалинская терраса, как и в более северных районах, имеющая аккумулятивное строение. Далее на юг от Дербента верхнехвалынские песчано-ракушечные отложения образуют аккумулятивную наклонную равнину, в пределах которой отдельные террасовидные поверхности различаются не так чётко. Непосредственно к берегу моря примыкает самая молодая новокаспийская морская терраса, выраженная крупной аккумулятивной формой – Аграханской косой (Добрынина, Леонтьев, Рычагов, 1971). Известно, что в середине XIX века река Сулак стала впадать в море южнее Аграхана, и за счёт перемещения выносов Сулака к северу и аккумуляции их на северном окончании Аграхана, этот береговой бар приобрёл черты косы, то есть свободной аккумулятивной формы, получающей питание за счёт перемещения наносов. К югу от Аграханской косы крупный аккумулятивный выступ образован работой реки Сулак, расширяющийся к северу и переходящий в песчаную новокаспийскую террасу, переработанную эоловыми процессами. На большей части махачкалинского участка побережья, новокаспийская морская терраса выражена в виде бенча, выработанного в верхнесарматских известняках, который южнее г. Махачкалы переходит песчано-аккумулятивную пересыпь, отделяющую от моря бывшую лагуну – озеро Акгель. Юго-восточнее этого озера также протягивается аккумулятивная новокаспийская терраса, осложнённая подвижными дюнами, закреплёнными кустарниковыми насаждениями. Южнее г. Каспийск простирается одна из самых крупных новокаспийских аккумулятивных форм – Туралинская, сложенная песками, ракушечниками и галечниками. В настоящее время это сложнопостроенная пересыпь, отделяющая от моря лагуну – озеро Большое Турали. Северо-восточное окончание этой аккумулятивной формы переходит в мыс Сатун, сложенный верхнехазарскими отложениями. В окрестностях устья Ачисинской балки современная терраса выработана в верхнесарматских породах и уступ нижнехвалынской террасы вылаживается севернее ст. Уллубиево, где изгиб береговой линии образует Буйнакскую бухту. Восточный мыс Буйнак представляет собой плоскую возвышенность. Сложенную верхнесарматскими известняками (рис. 1.4). Южнее, напротив горы Пушкин-Тау, раскинулся песчано-ракушечный пляж, отделяющий от моря бывшую лагуну – солончак Батмак. К югу от ст. Инчхе берег аккумулятивный. Современный пляж примыкает к новокаспийской террасе, а за ним 12-метровая верхнехвалынская терраса. В районе мыса Башлы аккумулятивный берег образован крупной пересыпью, отделяющей от моря бывшую лагуну – озеро Аджи. На этом аккумулятивном отрезке побережья дюна и прибрежная аккумулятивная терраса прорезана руслами рек Гамри-озень – на севере и Уллучай – на юге. Далее аккумулятивный берег продолжается на юг примерно до широты г. Дагестанские Огни, где выходят к берегу полого наклонённые к востоку пласты

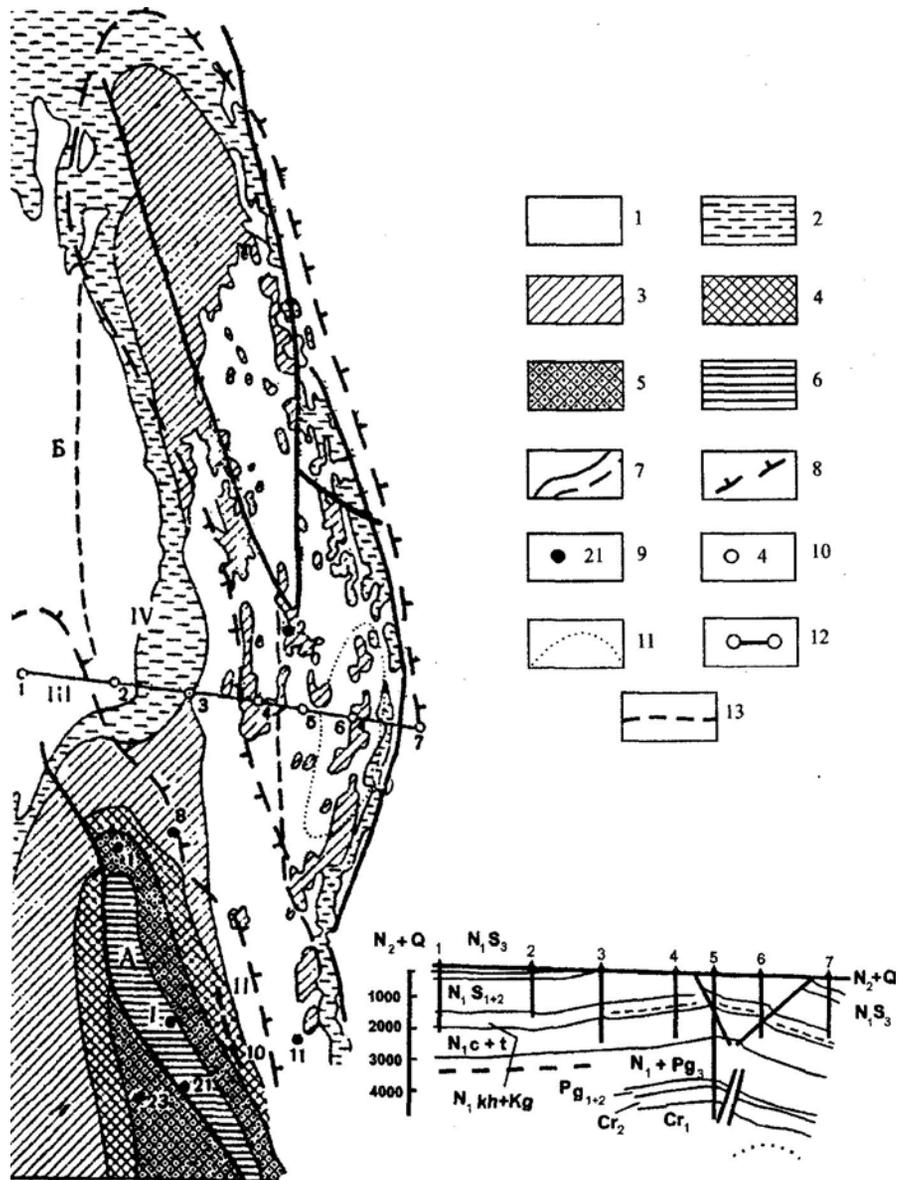


Рис. 1.4. Схема геологического строения побережья и морского дна в районе Избербаша и Инчхе (по Бурштару, Варуценко, Леонтьеву, 1974):

1 — четвертичные отложения и плиоцен; 2 — верхний сармат; 3 — средний сармат; 4 — нижний сармат; 5 — конк-караган; 6 — чокрак-тархан; 7 — разломы; 8 — контуры локальных поднятий; 9 — скважины; 10 — проектируемые скважины; 11 — гравитационная аномалия; 12 — линия профиля; 13 — отражающие сейсмические горизонты на профиле. Структурные элементы: А) северо-западная периклиналиль Восточной антиклинальной зоны; 1 — свод Каякентского поднятия, И Каякентская структурная терраса, III — дальняя северо-западная периклиналиль Каякентского поднятия; В) Каранайаульская синклиналиль; IV — Араллярский структурный залив; В) Приморская антиклинальная зона; V — Избербашский свод, VI — Инчхе-море

верхнесарматских известняков, образующие здесь каменистый берег без наносов. Такой же известняковый бенч, имеющий ступенчатую поверхность прослеживается и в районе Дербента, севернее и южнее его. Восточнее ст. Араблинская берег имеет абразионный характер и сложен акчагыльскими известняками. Южнее от станции новокаспийская терраса, сложенная мелким терригенным песком, постепенно расширяясь, сливается с аллювиально-пролювиальной Самурско-Дивичинской равниной. Последняя относится к Северо-Азербайджанской подобласти, возникшей в результате заполнения мощной толщей плиоцен-антропогенных отложений Северо-Апшеронского прогиба. В долине реки Самур хорошо развиты речные террасы, которые изучались В.Д. Голубятниковым (1937), П.В. Фёдоровым (1957). Они отметили наличие 5 террас, две из которых высотами 57 и 80 м относятся к бакинскому времени. Третья (Гильрская) увязывается с нижнехазарской морской террасой, развитой севернее Самура на высоте +80 м. У селения Гильяр её высота уменьшается до 27 м над рекой. Нижние две террасы высотами 7 м и 3 м над уровнем реки увязывается с максимальной верхнехвалынской террасой. Современная дельта Самура и его пойма соответствуют новокаспийской морской террасе. Южнее сел. Набрань появляется песчано-галечниковая терраса с береговой линией на высоте 6-7 м над уровнем моря. У пос. Худаг-база, слагающие новокаспийскую террасу собраны в высокие дюны (до 10 м). Со стороны суши к полосе дюн примыкает песчаная Дагестанская верхнехвалынская терраса высотой около 10 м.

Глава 2.

Рельеф дна бассейна Каспийского моря

В рельефе дна Каспийского моря выделяется полого наклонённая мелководная прибрежная равнина, напоминающая шельф океанов, склоны глубоководных котловин – Среднекаспийской и Южнокаспийской, субгоризонтальные равнины днищ этих котловин. По характеру, рельеф дна Каспийского моря можно представить как уменьшенную модель океана с его шельфом, континентальным склоном и абиссальными равнинами ложа. Вместе с тем Каспийское море – это внутриконтинентальный водоём, с повсеместно развитой корой континентального типа.

Только в пределах Южно-Каспийской впадины, где предполагается наличие «окон» с субокеаническим типом земной коры (реликта Тетиса), можно прогнозировать области континентального склона, ложе глубоководной котловины, остальная небольшая часть дна моря, вместе со Среднекаспийской глубоководной впадиной представляется как шельф. Поверхность прибрежной отмели сформировалась под действием ряда эндогенных и экзогенных факторов. К экзогенным относятся, в основном, процессы, связанные с динамикой вод: абразия и абразионные уступы, волновые движения воды и др. Своеобразно проявление экзогенных факторов в Северном Каспии, где дно обширного мелководья лежит в интервале глубин 10-15 м, естественно, что здесь велика роль волнения при распределении осадочного материала по дну. В то же время впадение такой крупной реки, как Волга, создаёт заметное стоковое течение, которое вносит свои коррективы в формирование аккумуля-

лятивных форм рельефа. Не менее важна роль приливов и отливов на край шельфа. В пределах прибрежной отмели эндогенные и экзогенные факторы редко действуют изолированно. Тектонический фактор не столько создаёт определённые формы рельефа, сколько стимулирует усиление тех или иных экзогенных процессов в районах поднятий и опусканий (острова и банки Северного Каспия). Зона банок и островов, крупнейшими из которых являются Кулалинская и Безымянная, часто выделяется под названием Мангышлакского порога и Дербентская - на Дагестанском побережье Каспия. Южнее этого района простирается относительно глубоководная равнина, преимущественно неводной аккумуляции, слегка наклонённая к югу и юго-востоку. Равнина распространяется примерно до линии, соединяющей мыс Урдюк (п-ов Тюб-Караган) с Дербентом, достигая глубин 90-100 м. Дальше к юго-востоку после плавного перегиба, ограничивающего прибрежную отмель, располагаются расчленённые склоны Дербентской котловины и Северной впадины Среднего Каспия. Прибрежная отмель западной части Среднего Каспия в отличие от предыдущего района, только узкой полосой протягивается вблизи дагестанского и азербайджанского побережий от Махачкалы до Апшерона. В районе Дербента и южнее, внешняя граница вполне определена, ширина прибрежной отмели меняется от 10 км – южнее устья Самура, до 50 км и более - в районе Апшерона. В Дагестанской части прибрежной отмели наблюдаются участки абразивного рельефа, где на поверхность выведены устойчивые к разрушению волнами коренные верхнесарматские породы. Абразивные участки подводного берегового склона почти непрерывной полосой прослеживаются вдоль дагестанского побережья в зоне развития приморской антиклинальной зоны Южного Дагестана. Южнее Самура до устья Гильгильчая к морю прилегает обширная Кусарская равнина, где развит исключительно аккумулятивный рельеф (рис. 2.1). Локально аккумулятивный рельеф встречается и в районах преимущественного развития абразионных типов рельефа. На глубинах 15-20 м валы, расположенные вдоль берега исчезают и появляются илисто-ракушечной равниной не волновой аккумуляции. Со стороны открытого моря равнина ограничена перегибом дна, совпадающим с внешним краем прибрежной отмели, за которым начинаются склоны прилегающей Дербентской котловины. Край прибрежной отмели здесь не строго параллелен береговой линии, а несколько изрезан. Реликтовые аккумулятивные валлообразные формы, наиболее крупные из которых имеют ширину 500-800 м и высоту до 8 м известны в районах Махачкалы на глубинах 14-16 м и Дербента. Строение Дербентской банки детально исследовано – это поднятие рельефа дна в пределах Дагестанского шельфа Каспийского моря, в интервале глубин моря 20-25 м. Это поднятие было обнаружено О.К. Леонтьевым в 1950 г. во время морских геолого-съёмочных работ. Эхолотные промеры, выполненные в 1970 г. показали, что Дербентская банка – пологое вытянутое параллельно побережью поднятие в виде гряды, в 3-х - 4-х км от берега, шириной 0,5-1,0 км. Прослеженная долина гряды более 18 км. Контуры её очерчиваются изобатой 20 м.

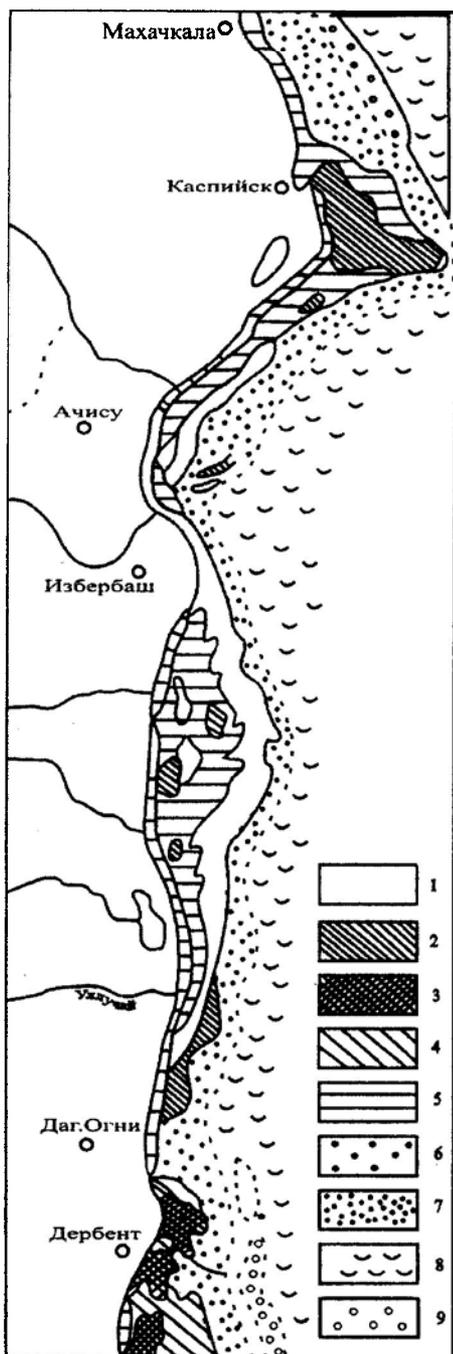


Рис.2.1. Типы рельефа подводного берегового склона западной части Среднего Каспия
(по Леонтьеву и Варуценко, 1976):

1 — грядовый бенч; 2 — погребенный грядовый бенч; 3 — ступенчатый бенч; 4 — погребенный ступенчатый бенч; 5 — погребенный выровненный бенч; 6 — прибрежный рельеф подводных валов и межваловых ложбин; 7 — аккумулятивная равнина подводного берегового склона; 8 — шельфовая равнина неволновой аккумуляции; 9 — реликтовые береговые аккумулятивные формы

Поверхность банки покрыта грубозернистыми ракушечно-детритовыми отложениями, причём южный отрезок сложен сверху вниз детритом, с крупнозернистым ракушечным песком жёлтого цвета с мелкой галькой. Песчаный и детритовый материал хорошо отсортирован. Величина коэффициента сортировки колеблется в пределах 2-2,5. В пределах же северного участка Дагестанской банки, в верхах, залегает горизонт сильно заиленной ракушки. Это современные осадки, мощность которых не превышает 35-40 см (О.К. Леонтьев, 1974). Ниже встречен горизонт однородных серых глинистых илов, местами сильно уплотнённых, в отдельных прослоях со значительной примесью алевроитового материала. Результатами вибробурения в пределах банки на многочисленных поперечных профилях установлено, что она представляет собой древнюю береговую аккумулятивную форму типа берегового бара, а не гряда коренных пород, как представлялась первоначально. Она сложена ракушечно-детритовым материалом, скоплениями ракушки и крупным песком, то есть отложениями, аналогичными на суше от Дербента на север. На морском склоне они подверглись значительному размыву. Размыв этой толщи прослеживается и в настоящее время под воздействием движений в придонном слое воды, возбуждаемых волнением. Возраст аккумулятивной формы определён как хвалынский. Вопрос о том, что является ли Дербентская банка образованием, возникшим в период самого низкого стояния уровня послехвалынской (мангышлакской) регрессии, или же она образовалась во время одной из регрессий внутривалыньских, остаётся открытым (О.К. Леонтьев, 1950).

По мнению Л.И. Лебедева (1961) внешний край прибрежной отмели Каспия (бровка шельфа) образовался в результате абразии в период глубокой регрессии, когда уровень моря был на 60-70 м ниже современного. Сопоставляя степень дислоцированности антропогенных террас и колебания глубин бровки он пришёл к выводу, что наиболее вероятен послехазарский возраст шельфа. Следы береговых линий на меньших глубинах имеют, в основном, более молодой – новокаспийский возраст. Исключение составляют галечниковые валы на глубине 3-4 м, относимые к верхнехвалынской самурской регрессивной стадии (Леонтьев, Фёдоров, 1953). Реликты древних береговых форм рельефа глубже 22 м могут быть хвалыньскими или хазарскими. Абразионные и аккумулятивные формы, развитые в пределах подводного берегового склона, имеют новокаспийский и современный возраст и связаны, в основном, с ныне действующими в море экзогенными процессами, кроме упомянутых реликтовых береговых форм, образовавшихся во время антропогенной регрессии.

В отличие от прибрежной отмели глубоководные котловины характеризуются значительно меньшей интенсивностью проявлений экзогенных процессов. Тектоника здесь является преобладающим рельефообразующим фактором, это относится, в основном, к котловинам Среднего и Южного Каспия и разделяющего их Апшеронского порога. Среднекаспийская котловина соответствует осевой зоне и платформенному склону Терско-Каспийского передового прогиба. Рельеф дна глубоководных котловин Среднего и Южного Каспия формировался под действием факторов неодинакового генезиса.

Среднекаспийская глубоководная котловина имеет крутой западный склон, а северо-западный, восточный и южный склоны сравнительно пологие, (Лебедев, 1962). Наибольшая крутизна зафиксирована в зоне минимальной для Среднего Каспия ширины склона, сужающегося местами до 20 км (Соловьёв и др., 1962). В верхней части склона выявлена террасовидная ступень шириной до 25-30 км. поверхность её имеет небольшой уклон в сторону берега, то есть противоположный общему падению слоев. Северо-западный склон котловины значительно положе западного, здесь имеет место развитие эрозионных долин. Очевидна связь этих долин с системой палеоволги, сnivelирована абразионно-аккумулятивным выравниванием в пределах прибрежной отмели. Восточный склон наиболее чётко выражен в своей центральной части. Здесь он имеет ширину около 40 км. Северо-западный склон и на юге, где он смыкается с Апшеронским порогом, происходит выполаживание до $0,5^{\circ}$. На рассматриваемом участке располагается крупнейшая тектоническая форма третьего порядка – Песчаномысский вал. Он пересекает склон почти по нормали к его простиранию. Северная часть вала пологая, южная – крутая (до $2,5^{\circ}$). Высота его до 250 м. У подножия крутого южного склона вала прослеживается пологая долина глубиной около 20 м и шириной 4-5 км. На южном участке восточного склона Среднекаспийской котловины встречены фрагменты «древнего шельфа». Здесь эта выравненная поверхность выражена наиболее отчётливо на глубине около 200 м, шириной 10-15 м. К северу от Песчаномысского вала верхняя часть восточного склона до глубины 300-350 м изрезана мелкими эрозионными долинами с шириной каждой из них до 500 м и глубиной до 5 м. Северная часть восточного и северо-западный склон сближаются и в области их сочленения простирается обширная Среднекаспийская котловина. Апшеронский порог замыкает Среднекаспийскую котловину с юга. Наиболее низкая точка порога отмечена на глубине около 200 м. Южнокаспийский склон несколько круче (до $2-3^{\circ}$) и сильно расчленён. Вдоль верхнего края южного склона порога протягивается чётко выраженный в рельефе вал высотой местами до 50-70 м, при ширине основания около 5 км. На южном склоне порога обнаружены крупные долины, опускающиеся в южно-Каспийскую котловину. Через Апшеронский порог осуществляется интенсивный водообмен между Средним и Южным Каспием, поэтому здесь скорости придонных течений, размывающих дно, довольно высокие. Дербентская впадина Среднего Каспия имеет максимальную глубину до 500 м (рис. 2.2). Выравненность дна Среднекаспийской котловины обязана деятельности не только подводных оползней, но и суспензионных течений.

Все приведённые здесь данные свидетельствуют о том, что рельеф дна Каспийского моря, в основном, весьма молодой, в значительной степени новокаспийский и даже современный. Среди экзогенных форм выделяются современные, активно развивающиеся, реликтовые, подавляющее большинство которых образовалось в четвертичное время. Многие тектонические формы рельефа продолжали формироваться в новокаспийское время. Глубоководные котловины, впервые появившиеся в отдалённые геологические эпохи, продолжают своё развитие и сейчас (рис. 2.3).

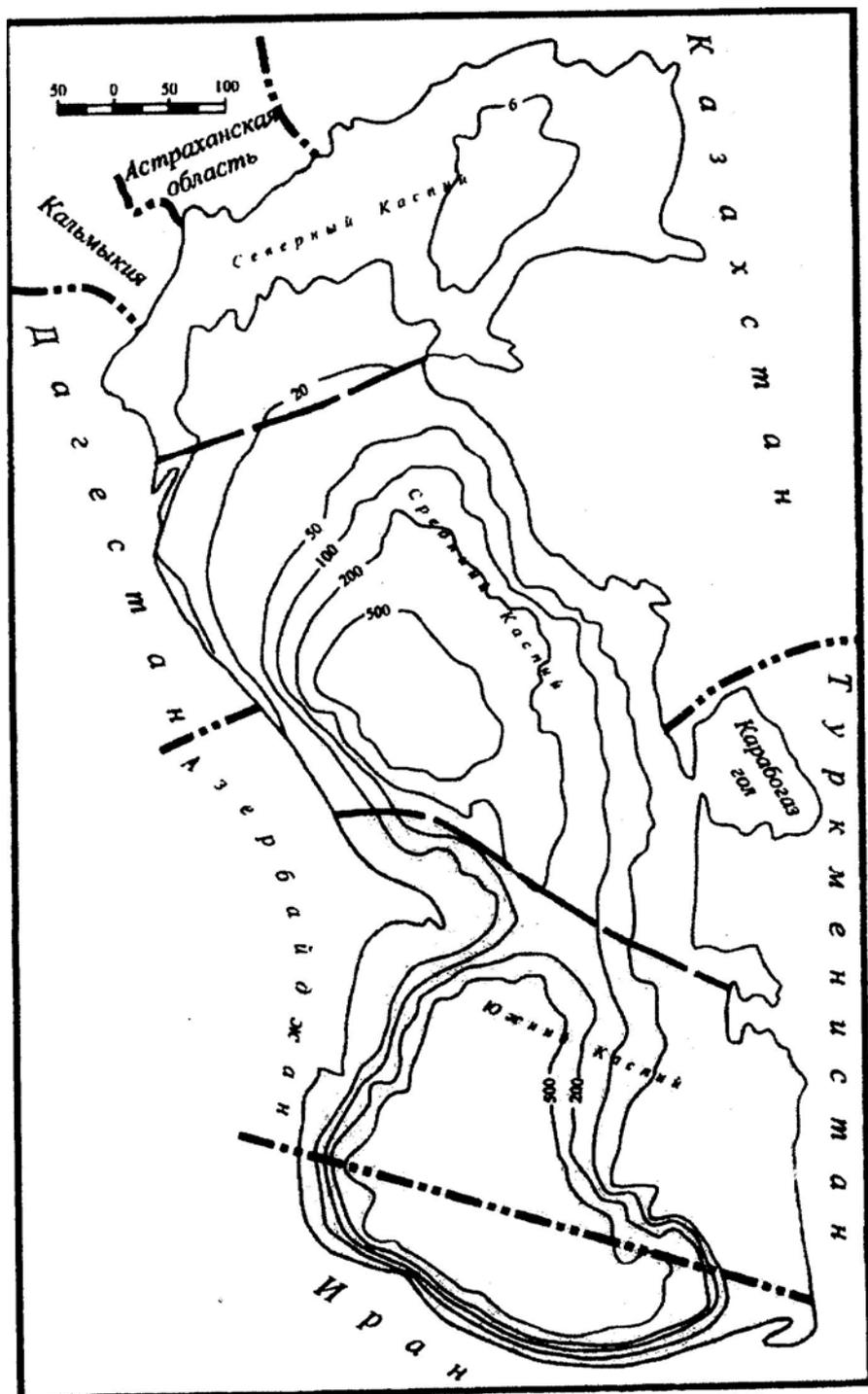


Рис. 2.2. Карта изобат Каспийского моря.

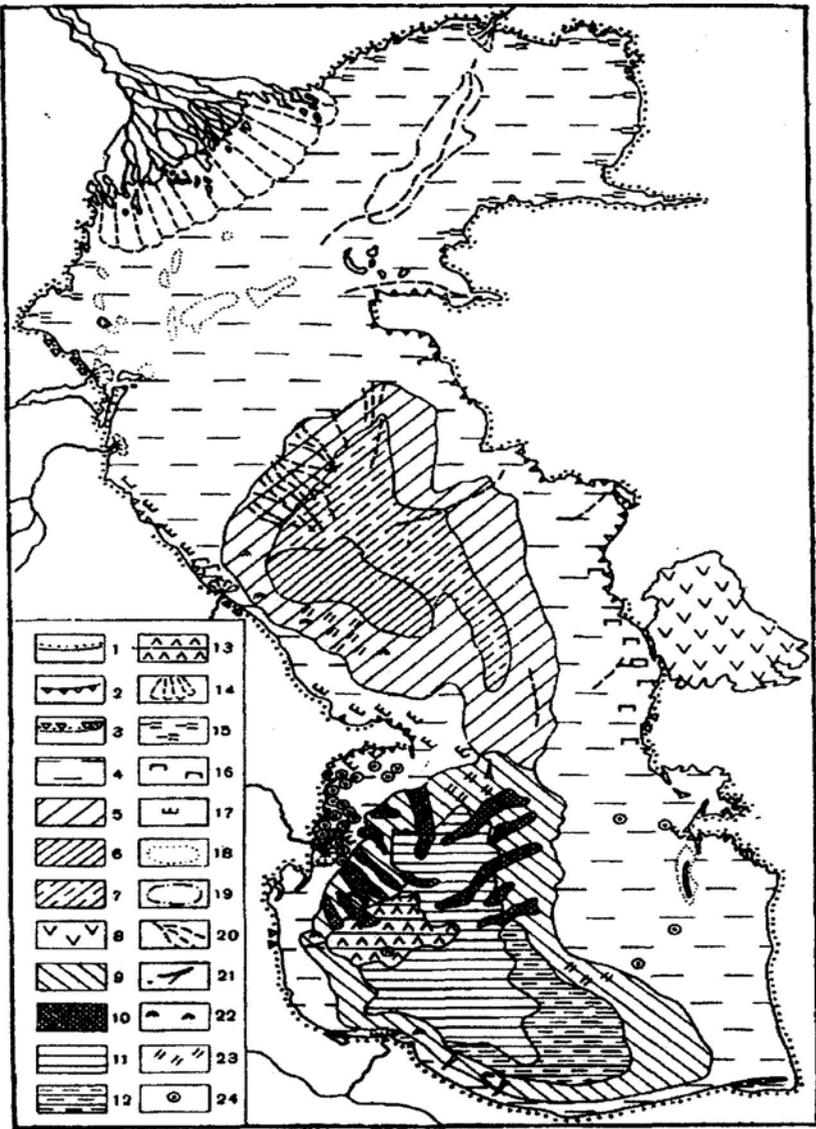


Рис.2.3. Геоморфологическая схема дна Каспийского моря:

Типы берегов: 1 — аккумулятивные; 2 — абразионные; 3 — абразионно-аккумулятивные.

Зона шельфа: 4 — равнины прибрежной отмели; 5 — волнистые и наклонные шельфовые равнины; 6 — субгоризонтальные равнины днищ шельфовых впадин; 7 — наклонные равнины днищ шельфовых впадин; 8 — равнины хемогенно-терригенной аккумуляции отчлененных заливов.

Зона материкового склона: 9 — наклонные равнины; 10 — валы («горные хребты»). **Зона абиссальных равнин ложа Южнокаспийской котловины:** 11 — субгоризонтальные плоские абиссальные равнины; 12 — наклонные плоские абиссальные равнины; 13 — холмистые абиссальные равнины.

Формы и комплексы подводного рельефа: 14 — авандельты; 15 — ветровые осушки; 16 — ступенчатый бенч; 17 — грядовый бенч; 18 — крупные подводные аккумулятивные формы (банки); 19 — бороздины; 20 — речные долины и другие затопленные эрозионные формы; 21 — подводные каньоны; 22 — комплекс подводноползневых форм; 23 — эрозионные формы, связанные с деятельностью суспензионных течений; 24 — грязевые вулканы.

Рельеф дна Каспийского моря обязан своим происхождением неогеновой складчатости, но в большей мере унаследован и от предшествующих этапов геологического развития. Он осложнён наличием грязевых вулканов, образовавших острова и банки Бакинского архипелага. Строение подводного склона к югу от Баку обуславливается протягивающимися от материка антиклинальными поднятиями северо-западно-юго-восточного простирания, а также поперечными поднятиями, связанными с воздыманием оси шарниров поднятий (Сулейманов, 1948). К пересечениям того и другого направлений приурочены грязевые вулканы и острова.

Глава 3

Геолого-геофизическая изученность Северного и Среднего Каспия

Первые исследования в акватории Каспийского моря начаты О.К.Леонтьевым и П.Н.Куприным в 1948-1952 гг. комплексной геолого-геоморфологической и батиметрической партией МГУ в Южном Дагестане. В результате этих работ была составлена геолого-структурная карта М 1:100000, позволившая получить первые представления о характере рельефа дна Среднего Каспия. В последующем здесь были осуществлены значительные объёмы геологопоисковых работ, включающих структурно-геоморфологическую съёмку, аэрофотосъёмку, картировочное бурение гравимагнитометрию, сейсморазведку, электроразведочные и другие работы.

3.1. Сейсморазведка

В пределах Дагестанского сектора шельфа Каспия сейсморазведочные работы проводились в 1951-1953 гг. в прибрежной полосе от Махачкалы до Каякента. Они скорее представляют исторический интерес, так как их информативность была крайне низкой. Набор применявшихся методических приёмов включал однократное профилирование МОВ с малоканальными сейсмическими станциями и косами. Все эти методики обладают слабой помехоустойчивостью, в связи с чем качество прослеживания отражающих границ, динамическая выраженность и разрешающая способность сейсмических записей, равно, как и глубинность исследований не соответствуют требованиям сегодняшнего дня. В то же время их нельзя считать бесполезными, поскольку эти работы продолжались (1958-1961 гг.) путём отработки региональных профилей методом МОВ, в обработке и интерпретации которых использовались данные предшествующих исследований. В результате этих работ выявлены основные структурно-тектонические элементы в пределах акватории Каспия и впервые было высказано предположение о возможном существовании палеорула реки Волга.

Проведёнными геоакустическими исследованиями (ИГиРГИ, 1971-1973 гг., Лебедев Л.Н.) у западного побережья Каспия удалось выяснить ряд особенностей строения верхней части осадочной толщи шельфа и установить моноклиналиное залегание сарматских слоёв. На фоне моноклинали выявлены структурные террасы в районе Дербента, мыса Бойнак, Тарки. На основании этих исследований были прослежены локальные поднятия: Ачи-су-море,

Берикей-море, Дербент-море, Восточно-Дербентское, Восточно-Рукельское. На продолжении Южно-Дагестанской складчатой ступени было прогнозировано существование Приморской антиклинальной зоны, в состав которой Лебедев Л.Н. отнёс Избербашскую и Инчхе-море структуры. Исследованиями института океанологии АН СССР и АзВНИИгеофизика (1974 г.) уточнена структура поверхности фундамента в Среднем Каспии. В результате выполненных трестом «Азнефтегеофизразведка» поисковых сейсморазведочных работ на территории от Махачкалы до Дербента в открытом море при глубинах более 20 м С.А. Рзаевым и Э.А. Адонцем (1972-1973г.г) выявлено моноклиналиное падение отражающих горизонтов связанных с миоценовыми отложениями том числе и в районе северо-восточного крыла антиклиналей Избербаш-Инчхе-море. Выполненное ИГиРГИ (Лебедев Л.И., Эдигарян З.П., Кулакова Л.С., 1974 г.) акустическое профилирование, в комплексе с магнитометрическими, гравиметрическими и геотермическими исследованиями дна Среднего Каспия позволило построить новые схематические структурные карты с выделением геоструктурных элементов. В 1975 г. на участке Инчхе-море и Дербента трестом «Азнефтегеофизразведка» (Мусалян Э.А.) проведена детальная сейсмическая съёмка с густотой сети профилей 1,5-2,5 км, в результате которой построены структурные карты по горизонтам А, Б и В чокракского горизонта и выявлена структура Инчхе-море и складка Дербент-море, проявляющиеся как по миоценовым, так и по меловым отложениям. Следует отметить, что значительная часть прибрежной полосы (мелководная и транзитная зоны с глубинами до 20 м) практически не исследовались из-за отсутствия методических приёмов и технических средств, обеспечивающих получение информативного материала. Ширина этой зоны минимальна на юге Дагестана (до 2 км), а на севере достигает 20 км и более. Работы 1975 г. в Дагестанском секторе были последними сейсмическими исследованиями с однократным профилированием. Все последующие работы велись уже методами многократных перекрытий с накапливанием информации путём суммирования по способу ОГТ. Произошедший при этом скачок в качестве получаемых материалов был настолько очевиден, что стала ясной необходимость проведения повторных сейсморазведочных работ по всей территории Каспия. Первые региональные комплексные геофизические исследования, включающие сейсморазведку МОВ ОГТ с 24-х кратным накапливанием, провёл на территории Дагестана, трест «Азморгеофизразведка» (М.Г. Алиев, Э.Р. Мамедов, 1983 г.). Отработано 50 региональных профилей, пересекающих Средний Каспий с запада-юго-запада на восток-северо-восток. Уточнено строение Терско-Каспийского прогиба на Махачкала-Избербашском участке, прослежена его ось по меловым отложениям, выявлены локальные поднятия и разрывные нарушения, осложняющие его юго-западный борт. Выделена группа поднятий платформенного типа у устья реки Самур (Ялама-Самурское, Набрань-море) с амплитудами более 600 м. В то же время не получено подтверждение существования Центрально-Каспийского свода по фундаменту, прогнозируемого по материалам гравиразведки.

В 1986 г. работы были продолжены на северной части Каспия до широты о. Чечень (Бахчиев). В 1987 г. было проведено обобщение и анализ имеющихся геолого-геофизических материалов, в результате которых, кроме

выяснения геологического строения региона по мезозойско-кайнозойскому комплексу, протрассированы предполагаемые палеоруслу рек Волги и Терека, представляющие собой возможные крупные рукавообразные литологические ловушки (Бахчиев, Измайлов). В морской части территории к востоку от городов Махачкала, Каспийск выделен вал субширотного простирания, разделяющий Южно-Дагестанскую ступень от Терско-Каспийского прогиба. В пределах этого вала по мезозойским отложениям выделяется Хазринское, Западно-Хазринское и Новое поднятия. В 1992 г. В Кизлярском заливе на продолжении Прикумской системы поднятий Геленджикской партией ГП «Шльф» начаты поисково-разведочные работы МОВ ОГТ, в результате которых выявлено крупное Тюленеостровное поднятие по триасовым отложениям с глубиной заложения 4,5 км, являющееся морским продолжением Прикумской системы поднятий. Одной из последних работ, проведённых на современном оборудовании с использованием совершенной обрабатывающей техники с использованием матобеспечения PROMAX, версия 6.1. была сейсморазведка (1997-1998 гг.) трест «Севморнефтегеофизика» на научно-исследовательском судне «Проф. Рябинкин» на территории 10-ти мильной зоны от Самура до Махачкалы. Интерпретация материалов была выполнена на комплексе LANDMARK с использованием пакетов программ «SEISWORKS» и «ZUCOR».

В результате работ построена серия структурных карт по кровле юрских, меловых, майкопских, караган-чокракских и сарматских отложений с использованием выбранных скоростных зависимостей, карты изопахит основных продуктивных комплексов. Осуществлено тектоническое районирование Дагестанского шельфа по кровле верхнемеловых отложений и уточнено акваториальное продолжение Терско-Сулакской депрессии, Дагестанского клина, Самурского выступа и выявлены новые структуры: Восточно-Сулакская седловина, Восточно-Каранайаульская депрессия, Южно-Дагестанская моноклиналь. Оконтурирована морская антиклинальная зона, построена сводная карта перспектив нефтегазоносности Дагестанского шельфа, на которую вынесены локальные антиклинальные поднятия и области возможного развития неантиклинальных ловушек по всему разрезу мезозойско-кайнозойского комплекса. В результате проведённых сейсморазведочных работ МОВ ОГТ («Азморгеофизразведка», 1983 г, «Южморнефтегеофизика», 1991 г., Севморнефтегеофизика», 1998, 2002 гг.) в разрезе Северного и Среднего Каспия прослежены три сейсмических горизонта: СГ_{II} - в миоцене, СГ_{III} - в кровле мела и СГ_{IV} - в кровле юры. Все выделенные горизонты хорошо выражены во временных разрезах и прослеживаются по всей площади. Горизонт СГ_{II} является сейсмическим репером. Исходя из этого, с учётом геологического толкования полученных данных, выделены сейсмогеологические комплексы (Сабанаев, 2007).

Нижний – пермо-триасовый комплекс представлен динамически слабо выраженными непротяжёнными осями синфазности волн, отражённых от размытой поверхности пермо-триасового комплекса. Наблюдается значительное угловое несогласие их вышележащими отражениями в юрских отложениях.

Средний (юрско-меловой) сейсмогеологический комплекс характеризуется низкочастотными протяжёнными отражениями, обладающими хорошей динамической выразительностью. В этом комплексе выделены границы в кровле юры (СГ_{IV}) и в кровле мела (СГ_{III}), выраженными низкочастотными колебаниями с высокой амплитудой.

Верхний (олигоцен-миоценовый) сейсмогеологический комплекс охарактеризован протяжёнными отражающими границами. Мощность комплекса сокращается в северо-восточном направлении за счёт выклинивания отдельных границ в миоценовой части разреза. Сейсмический горизонт П представлен низкочастотным двухфазным колебанием, часто осложнённым интерференцией волн. Верхняя часть разреза сложена песками, песчаниками, конгломератами и глинами, в которых отсутствуют протяжённые преломляющие и отражающие границы. Глубины дна изменяются от 8 м - на северо-западе, до 180 м – на юго-востоке, при погружении в Дербентскую котловину. По особенностям волновой картины разрез осадочного чехла в Среднем Каспии разделяется на следующие сейсмические комплексы: перм-триасовый, юрско-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, среднемиоценовый, верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный.

Перм-триасовый сейсмический комплекс по волновому полю можно подразделить на два самостоятельных подкомплекса: нижний и верхний. В верхнем подкомплексе с резким угловым несогласием в прогибах фундамента прослеживаются низкочастотные отражения. В верхнем подкомплексе в Южнодагестанской зоне регистрируются динамически слабые непротяжённые отражения, а на севере в Центрально-Дагестанской зоне, их количество и протяжённость несколько увеличивается.

Юрско-эоценовый сейсмический комплекс подразделяется на три самостоятельных подкомплекса: юрский, меловой, фораминиферовый, характеризующиеся плоско-параллельными амплитудными отражениями.

Верхнемиоценовый сейсмический комплекс соответствует сарматским отложениям и характеризуется наличием большого числа клиноформ. Аномально яркие пятна (отражения), которые встречаются в сармате, вероятно, обусловлены опесчаниванием разреза и газонасыщением (Сабанаев К.А.2007). Плиоцен-четвертичный сейсмический комплекс характеризуется большим количеством плоско-параллельных и клиноформных отражений различной степени протяжённости.

На территории Северного и Среднего Каспия ОАО «Лукойл» проведены сейсморазведочные работы на Российском секторе Каспийского моря и детально изучено строение осадочного чехла. Выявлен целый ряд новых, перспективных на нефть и газ объектов, уточнено положение, размеры и возможный потенциал ранее прогнозировавшихся структур. Следует отметить, что геофизические исследования выполнялись с использованием наиболее современных методик, оборудования и программно-аппаратных средств контроля, качества, обработки и интерпретации. Работы проводились сервисной компанией «Петро-Альянс» с использованием современной регистрирующей аппаратуры (Syntrop – Syntراس) с длиной активной части косы до 6 тыс. м (480 каналов), мощных источников возбуждения (Sleevegun) 3 тыс кубических дюймов и высокоточного навигационного оборудования позволило получить

материалы высокого качества и повышенной кратности (до 90), увеличить глубинность исследований, повысить разрешённость записи, выполнить в дополнение к структурным построениям сейсмостратиграфический и лито-фациальный анализ полученной информации. Качество материалов создаёт основу для выявления неструктурных ловушек, опосредованное которыми ещё больше повысит потенциал нефтегазоносности Российского сектора Каспийского моря. Помимо региональных и детальных профилей МОВ ОГТ – 2Д на месторождении Хвалынское выполнены площадные сейсморазведочные работы 3Д в объёме 950 км² (Маганов и др., 2001).

3.2. Гравиразведка

Дагестанской морской гравиметрической партией (1962-1965 гг.) проводились исследования в акватории Северного и, частично, Среднего Каспия. Точность проведённых наблюдений колеблется в пределах 3-7 мГал. Полученные данные позволили построить карты гравитационного поля в редукциях Фая и Буге, на основании которых удалось составить структурную схему поверхности палеозоя в масштабе 1:500000. В последующем ПО «Аз-морнефтегеофизразведка» (А.А. Пишнамазов, А.Д. Богдаташвили) проведены донные (подводные) гравиметрические исследования от мыса Бойнак до устья Самур. В результате этих работ выявлено морское продолжение верхне-самурского минимума, протягивающегося от широты г. Каспийск на севере, до широты мыса Берикей на юге. При наблюдениях использовались разработанные во ВНИИгеофизика гравиметры ГМН, позволяющие повысить точность наблюдений до 1 мГал. На фоне минимума, выявленного ранее, появились локальные положительные аномалии в районе г. Дербент. Эти работы осуществлялись в нефтегазопоисковых целях как по региональным профилям, пересекающим Каспийское море в разных направлениях, так и на отдельных площадях в пределах Северного и Среднего Каспия. По результатам гравиметрических работ составлены карты масштаба 1:100000 по разным стратиграфическим комплексам и поверхности фундамента. Выявленные аномалии группируются в виде узкой и протяжённой полосы с нечётко очерченной восточной границей (Дербент-море, Избербаш, Инче-море, Каякент), объединённые в единый максимум. После обобщения результатов гравиразведки (Насруев, Сафарова, 1977 г.) получено подтверждение о существовании и определено положение регионального Дагестанского минимума. Некоторые исследователи считают, что минимум связан с глубоким прогибанием консолидированной коры и накоплением менее плотных осадочных пород. Прямого совпадения между местоположением выявленных структур и гравиметрическими максимумами не утановлено. Своды максимумов смещены на восток-северо-восток относительно оси известных структур. По аналогии с сушей, положение сводов структур по миоцену, мелу и более древним отложениям в акватории моря также не будет совпадать. Всё это накладывает отпечаток на гравитационное поле, интерпретация которого достаточно сложна. В пределах общего минимума выявлено несколько положительных зон: Махачкала-Манас-озень, Избербаш-Инче-море, Берикей, Дербент, Хошмензил-Ялама. Мезозойское основание у группы поднятий Дагогни, Дузлак, Берикей

близко к дневной поверхности, а Каякент-Избербашское значительно ниже. Вдоль западного побережья Среднего Каспия с 1970 г. проводились детальные донные гравиметрические исследования масштаб 1:100000, которые позволили установить систему остаточных аномалий силы тяжести, интерпретируемых как Приморская антиклинальная зона.

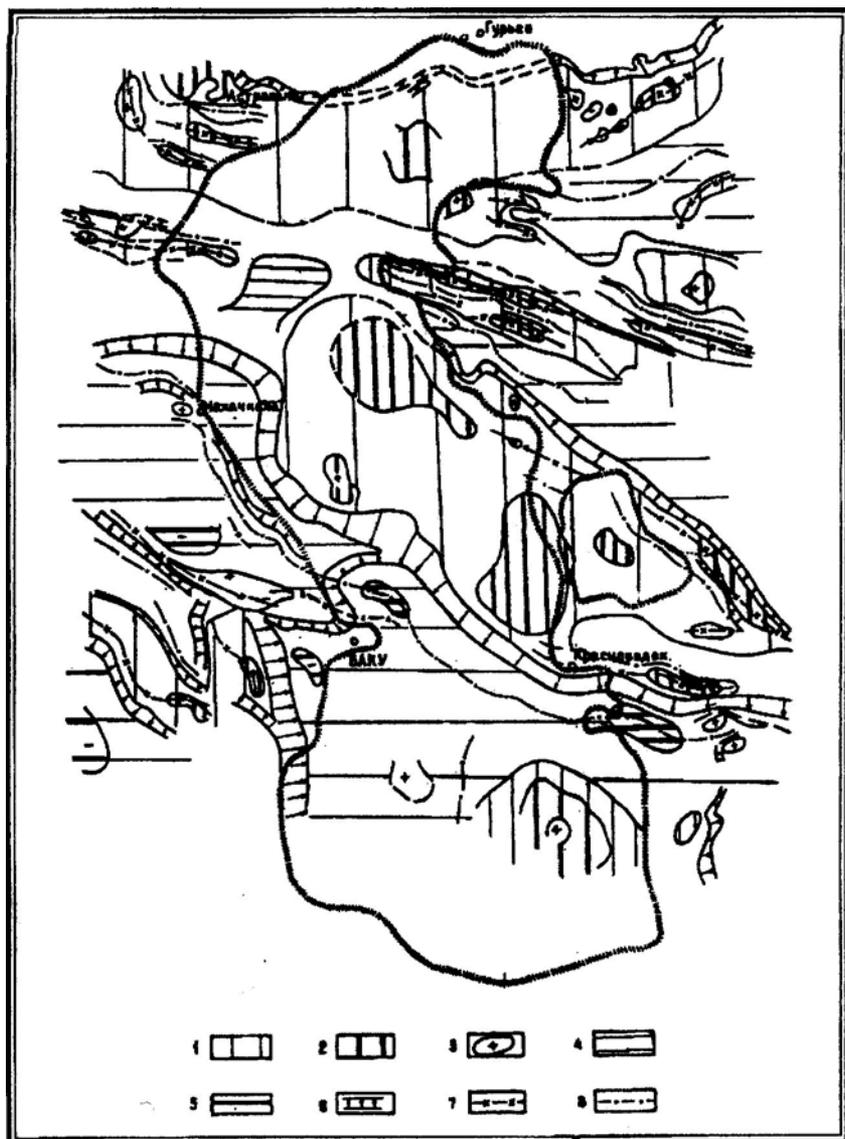


Рис.3.1. Схема гравитационных аномалий Каспийского моря

1- региональные максимумы, 2- наиболее интенсивные максимумы, 3- локальные максимумы, 4- региональные минимумы аномалий, 5- наиболее интенсивные минимумы, 6- гравитационные ступени, 7- оси максимумов, 8- оси минимумов.

Анализируя результаты всех проведённых гравиметрических исследований можно установить, что локальные гравитационные аномалии обусловлены, в основном, рельефом поверхности фундамента и структурными формами в осадочном чехле. Вместе с тем морфология гравитационного поля Северного и Среднего Каспия наряду с гипсометрическим положением поверхности фундамента отображает его внутреннее строение. В целом на Российском шельфе Каспийского моря большинство локальных аномалий имеют контрастные очертания, что позволяет судить о блоковом строении как фундамента, так и верхних горизонтов осадочного чехла (рис. 3.1).

3.3. Магниторазведка

В акватории Каспийского моря проведена аэромагнитная съёмка в масштабе 1:1000000 (1951-1952 гг., ВНИИгеофизика, Соловьёв В.Ф.), в результате которой в Кизлярском заливе отмечен крупный максимум магнитного поля, отображающий, возможно, зону регионального разлома в фундаменте. В 1961-1965 гг. аэромагнитной съёмкой масштаба 1:1000000 была охвачена территория Большого Кавказа (южная часть Предкавказья и прилегающие к ним участки Чёрного и Каспийского морей). В пределах морской части Дагестанского побережья этими работами выделен Дербентский магнитный максимум, где расчётная глубина залегания намагниченных пород оценивалась в 2-3 км. Установлено, что они испытывают погружение в сторону моря. В пределах акватории Северного Каспия объединением «Казгеофизика» (1986-1987 гг.) проведена аэромагнитная съёмка масштаба 1:100000, которая позволила осветить в общих чертах строение поверхности кристаллического фундамента.

Аэромагнитные исследования масштаба 1:50000 выполнены в 1998 г. «Петро-Альянсом» на площади 40 тыс. км². Работы проводились с целью изучения геологического строения, трассирования глубинных разломов, выделения аномалии типа «залежь», приуроченных к ловушкам неантиклинального типа (рис. 3.2).

Количественные расчёты свидетельствуют о том, что системы аномалий на Российском шельфе Каспийского моря обусловлены массивными телами размерами до 10 км, верхняя кромка которых, ундулируя в осадочном чехле, погружается постепенно с севера на юг от 2 до 7 км. Этим магнитным массивам приурочены антиклинальные зоны в Южном Дагестане: Приморская, Морская, Песчаномысский порог, Прикумско-Тюленевский вал, а также группа поднятий в Среднем Каспии: Хвалынская, им. Корчагина, им. Филановского, Центральная, Набрань-море, Ялама, Дербент и др.

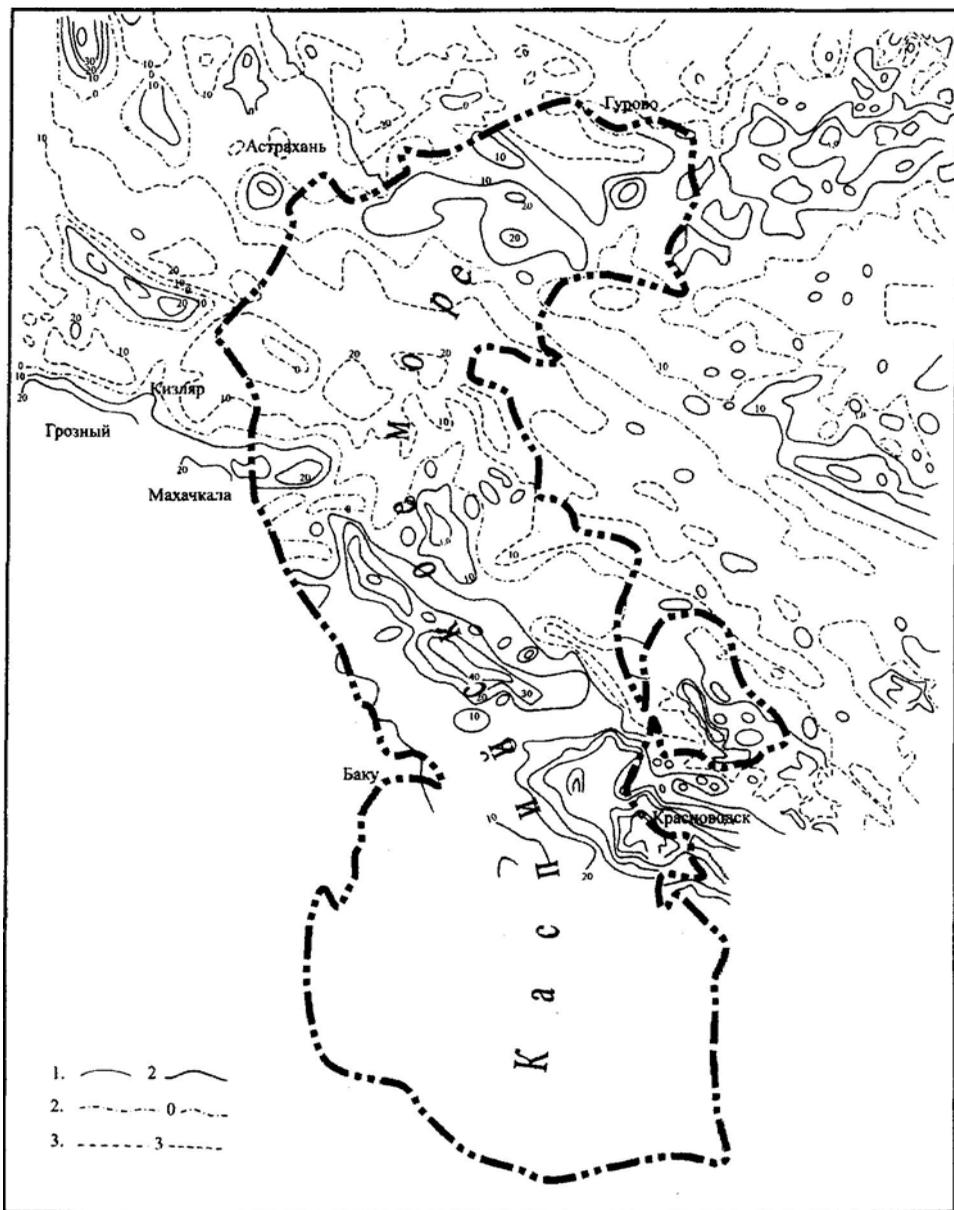


Рис. 3.2. Карта магнитных аномалий Каспийского моря.
 1-положительные изодинамы (через 100 гамм), 2-нулевая, 3-отрицательная

3.4. Электроразведка

В морской части площадей Избербаш и Каякент в порядке эксперимента Г.А. Саркисовым (1952 г.) проведена электроразведка, но информация о глубинном строении, представляющая интерес с точки зрения поисков нефти и газа не была получена, вследствие чего к этому методу не прибегали долгие годы. Работы возобновились через 11 лет. На побережье Кизлярского

залива были проведены региональные электроразведочные работы методом непрерывного дипольно-осевого зондирования и точечного профилирования с одновременной регистрацией процессов становления (Дегтярь, Назаренко и др. 1963-1964 гг.), в результате которых получены первые сведения о глубинных условиях залегания подошвы осадочного чехла на морском продолжении структурных элементов суши. Разлом, выделенный в гравитационном поле был прослежен севернее о. Чечень и в южном направлении трассируется до Махачкалы. Кроме того, выявлены поднятия Северное, б. Ракушечная, Жемчужная, которые образуют валообразную структуру юго-восточного простирания, находящуюся на морском продолжении Промыслово-Цубукской зоны поднятий. В том же году северо-восточнее о. Тюлений проводились электроразведочные работы объединением "ВНИИгеофизика", в результате которых получены новые данные о тектонике района к востоку от о. Тюлений по двум геоэлектрическим георизонтам: проводящему и горизонту высокого сопротивления, отнесённых авторами, соответственно, к кровле майкопа и доюрскому фундаменту. Установлены участки приподнятого залегания этих горизонтов и сделан вывод о существовании здесь новых, ранее неизвестных поднятий (Астраханский рейд и банка Сигнал), расположенных, соответственно, в 47 км к с-в и 42 км к ю-в. от о. Тюлений. На южном и западном участках района работ горизонт погружается на глубину 4,5-5,0 км. Здесь намечается крупное тектоническое нарушение, ориентированное в меридиональном направлении, которое отделяет восточную приподнятую зону от глубокой депрессии, развитой в районе о. Тюлений.

Электроразведочные работы методом ЗСБ высокого разрешения на основе индукционно вызванной поляризации проводились «Петро-Альянсом» (1999 г.) в объёме 400 пог. км с целью прогнозирования нефтегазоносности мезозойско-кайнозойского комплекса на структурах Хвалыцкая, Сарматская, Широтная и Ракушечная.

3.5. Геоморфологические и другие исследования

Морское картирование впервые было применено Бродом И.О. в 1935 г. для изучения юго-восточной периклинали Избербашской складки методом прослеживания сарматских гривок. В 1940 г. «Грознефтью» проведены полевые работы по составлению карты изобар Избербаш-Берикейского участка акватории Каспийского моря. Подводная съёмка проводилась в районе Избербаша «Дагнефтью» (Леонтьев О.К., Осипова Т.А., Фотеева Н.И., 1948-1949 гг.), в результате которой составлена структурная карта Избербашской структуры и рекомендовано здесь морское бурение. Работы продолжались на Каякентской и Инчхе-море структурах. В результате обобщения геоморфологической съёмки побережья Предгорного Дагестана (Леонтьев О.К., Куприн П.Н.) впервые было высказано мнение о самостоятельности поднятия Инчхе-море, как наиболее приподнятой части Избербашской структуры.

В 1952 г. лабораторией аэрометодов АН СССР проводилась аэрогеологическая рекогносцировка мелководных участков Каспийского моря (Ильин А.А., Константинов К.П. и др.) вдоль Дагестанского побережья от Махачкалы до Дербента. В результате этих работ зафиксирована система парал-

лельных, кулисообразно расположенных складок, продолжающихся в море. Лабораторией аэрометодов АН СССР (1951-1953 и 1955-1959 гг.) проводились исследования акватории Каспийского моря от Махачкалы до реки Кура (Шарков В.В.), в результате которых были выделены по меловым и палеогеновым отложениям структуры Избербаш-море, Инче-море и Каякент-море. В шельфовой части Каспийского моря (1965-1972 гг.) были выполнены специальные морские и структурно-геоморфологические исследования (Соловьёв В.Ф., Кулакова Л.С., Лебедев Л.И.). Структурные элементы морского дна устанавливались по геоморфологическим, геологическим и геофизическим данным, а на мелководье использовались результаты бурения. Лабораторией морской геоморфологии МГУ с 1962 по 1972 гг. (Леонтьев О.К., Варущенко А.Н.) проведена крупномасштабная, инструментальная подводная съёмка с применением геофизических наблюдений и эхолота на территории от Избербаша до Дербента. По результатам работ построены геолого-структурные и структурно-геоморфологические карты, где обосновано существование морской антиклинальной зоны и сделан вывод о том, что поднятие Избербаш-Инче-море принадлежит не восточной, а Приморской антиклинальной зоне. По крутому моноклинальному залеганию пород и данным бурения скважин в Дузлаке протрассировано продолжение регионального Главного Дербентского разлома (Мусаев, 1954г.) Установлено также подводное продолжение Каякентского разлома, выявлено несколько мелких поднятий: Берикей-море, Дузлак-море и восточное крыло Дербентского поднятия, уточнено геологическое строение подводного склона на участке от мыса Бойнак до г. Махачкала. Для постановки поисково-разведочных работ рекомендован участок Туралинских озёр.

В 1970-1972 гг. институтом Океанологии АН СССР (Несмеянов Д.В., Большаков А.М., Колтовский Р.М.) проанализированы аэрофотоматериалы и крупномасштабные топоосновы. Морскими геофизическими работами охарактеризовано геологическое строение Приморской антиклинальной зоны по поверхности доплиоценовых отложений, отчётливо выделены в виде широких гемиантиклиналей Махачкалинское и Дербентское поднятия. На основании комплексных исследований как первоочередные объекты для постановки буровых работ выделены Туралинская и Дербентская площади.

Региональная газо-геохимическая съёмка масштаба 1:1000000 выполнена на площади 60000 км² (1997-1999 гг., «Петро-Альянс») с детализацией в районах выделенных аномалий, целью которых являлись прогнозирование залежей углеводородов в различных структурно-фациальных зонах и типов ловушек на основе опробования миграционных просачиваний УВ из глубоких горизонтов в придонные слои осадочных пород.

Геоэкологический мониторинг окружающей среды и состояния ресурсов с оценкой эффективности природоохранных мероприятий проводилась на площади 23000 км². Проведённые исследования показали, что использование технологий «нулевых сбросов» при поиске и разведке углеводородного сырья обеспечивает эффективную защиту морской среды от загрязнения и биологических ресурсов от истощения.

3.6. Поисково-разведочное бурение

Параллельно с картировочным бурением на площади от Махачкалы до Инчхе-море с 1932 г. проводилось глубокое бурение. На площади Избербаш с целью поисков залежей нефти и газа в среднемиоценовых отложениях, где в 1936 г. (скв. 8) была установлена залежь нефти в песчаниках свиты «Г» чокракского горизонта. В последующем залежи нефти установлены в песчаных пластах свиты «Б», «Б₂», «В», «в», «Г₁», «Г₂», «Г₃». Месторождение находилось в разработке, а морскую часть начали разведывать с 1949 г. На миоценовые отложения пробурены 235 скважин, 43 из них в море. Эксплуатация скважин на море была прекращена в 1976 г. в связи с разрушением эстакады.

На площади Инчхе-море в 1956 г. с индивидуального основания в 3,5 км от берега моря Дагнефтью были пробурены две скважины глубинами 1903 м и 1955 м, которые вскрыли отложения чокракского горизонта, но промышленных притоков нефти и газа не получено. В 1972-1976 гг. объединением «Каспморнефть» было возобновлено разведочное бурение. Пробурено 9 скважин, только в 3 (скв. 3, 5, 16) получены притоки нефти и газа. Скважины не эксплуатировались. Залежи нефти и газа установлены в песчаных пластах свиты «Б», «Г» чокракского горизонта (средний миоцен). Мощность продуктивной свиты «Б» составляет 200-205 м, а свиты «Г» - более 280 м. Залежи нефти и газа приурочены к песчаникам кварц-палевошпатовым, мелко- и среднезернистым, от рыхлых до крепких. Пористость 11-16 %, проницаемость от 12 до 14 мД, карбонатность 1,7-6,5 %. По продуктивному пласту свиты «Г» структура представляет собой сильно вытянутую (с северо-запада на юго-восток) брахиантиклинальную складку, размерами 12,2x1,9 км, при высоте 350 м по замыкающейся изогипсе минус 1700 м. В скважине 3 условия открытого забоя при испытании песчаника свиты «Б» (интервал 960-972 м) получен приток газа дебитом 170 тыс. м³/сут при диаметре штуцера 7 мм; скважина 5 испытана в колонне (свита «Г» интервал 1612-1637,5 м) и получен приток нефти дебитом 200 т/с при диаметре штуцера 11 мм, $P_{буф} = 5$ мпа; в скважине 16 при испытании свиты «Г» в колонне (интервал 1672-1680 м) получен приток нефти дебитом 150 м³/сут, диаметр штуцера 13 мм, $P_{буф} = 4,6$ мпа. Испытание других песчаников не проводилось, хотя в Избербаше в 8 песчаных пластах свиты «Г» установлено 4 залежи нефти (рис. 3.3).

ВНК по залежи свиты «Г» принят условно на отметке минус 1700 м, исходя из того, что при испытании скв. 16 (интервал 1672-1780 и 1682-1690 м) получен приток безводной нефти. Коэффициент нефтенасыщенности – 0,6, нефтеотдачи – 0,4 по аналогии с Избербашским месторождением. Начальные промышленные запасы по категории С₁, числящиеся на балансе, составляют: нефти, балансовые 7,7 млн. т., извлекаемые 3,06 млн. т., растворённого газа 0,548 млрд. м³. В дальнейшем все геологоразведочные работы в южном секторе Дагестанского побережья были прекращены в связи с решением СМ РСФСР от 10 февраля 1977 г. «Об отнесении Дагестанского побережья к курортной зоне республиканского значения».

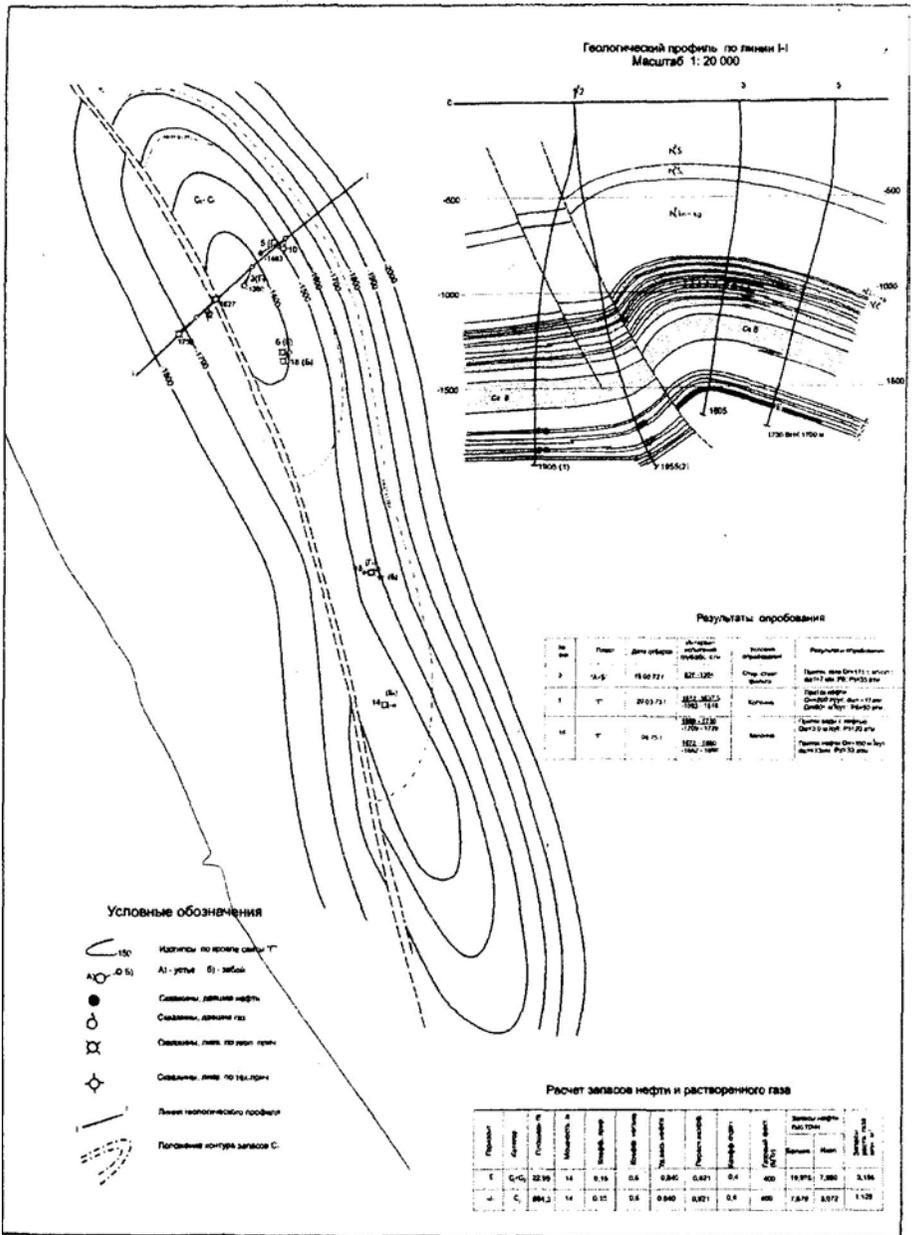


Рис. 3.3. Инче-море. Структурная карта по кровле свиты "Г".

В 1986 г. объединением «Каспморнефть» в центральной части Северного Каспия в зоне палеоруслы Волги была пробурена скважина 1 глубиной 2250 м, которая прошла отложения плиоцен-миоцена, на глубине 1381 м вошла в отложения майкопа и по ним углубилась до 869 м. Во вскрытом разрезе не выделены нефтегазоносные объекты и она ликвидирована без проведе-

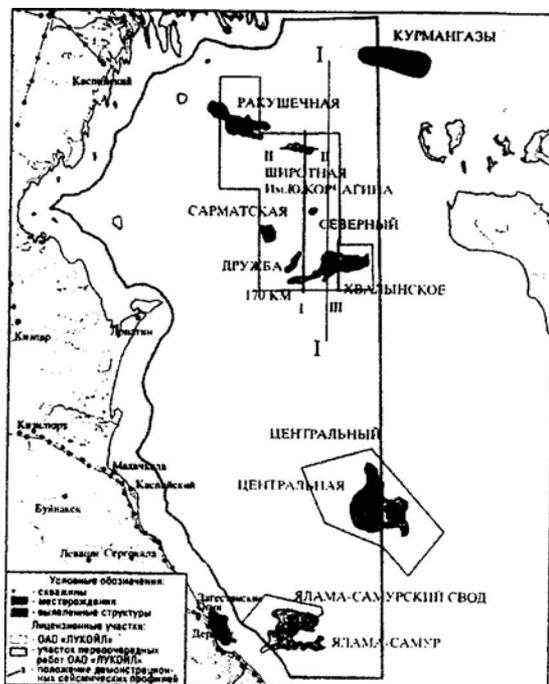
ния испытаний, таким образом, проблема перспективности палеоруслу Волги осталась не решённой.

В пределах акватории Российского сектора выявлено большое количество объектов структурного типа, из которых 8 подготовлено к глубокому бурению. Глубокое бурение осуществлено ОАО «Лукойл» на трех структурах, расположенных на участке «Северный». Все три структуры оказались промышленно нефтегазоносными, причём, каждое месторождение было открыто первой поисковой скважиной. По одному из открытых крупных месторождений, получившему название имени Ю. Корчагина, завершены работы работы по подготовке его к пробной эксплуатации.

На месторождении Хвалынское (размеры структуры 38x18 км, амплитуда – 130 м) скважиной глубиной 4200 м вскрыты отложения юрско-мелового комплекса. В нескольких объектах получены промышленные притоки. Максимальный дебит в процессе испытания был получен в интервале 2978-2993 м из карбонатных отложений средней юры и составил 850 тыс. м³/сут газа и 80 м³/сут конденсата при диаметре штуцера 30 мм. Дебиты скважин составили 350 м³/сут нефти и 154 тыс. м³/сут газа, при диаметре штуцера 16 мм. Продуктивными оказались ещё два пласта (верхняя юра и нижний мел)

Месторождение имени Ю. Корчагина имеет размеры 20x6 км при высоте 105 м. В скважине 1 при испытании верхней юры (интервал 1544-1554,5 м) был получен приток нефти дебитом 380 м³/сут, при диаметре штуцера – 16 мм, а при испытании нижнемеловых песчаников (интервал 1462-1495 м) получен приток газа дебитом 650 тыс. м³/сут., и конденсата с дебитом 37 м³/сут. В разрезе скважины 2 Широкая выявлено пять нефтегазонасыщенных объектов в отложениях нижнего мела и средней юры. Оценка извлекаемых запасов месторождения имени Ю. Корчагина (структура Широкая) по категории C₁ + C₂ превышает 100 млн. ТУТ. Месторождение имени Филановского с запасами более 200 млн. ТУТ (рис. 3.4.) находится в разведке. Наиболее впечатляющим событием последних лет следует считать открытие Центрального нефтегазового месторождения на границе с Казахстаном с прогнозируемыми запасами более 500 млн. тонн условного топлива. Завершая экскурс по разведочному бурению на Российском секторе Каспийского моря, следует отметить, что не на всех лицензионных площадях получены желаемые результаты. Так, поисковая наклонно- направленная скважина пробуренная на площади Арабляр, не выполнила поставленную задачу, хотя достигнута проектная глубина, но разрез скважины слабо освещен геофизическими исследованиями, отбором и исследованием керна, испытаниями в процессе бурения, вследствие чего не удалось выделить объекты для проведения испытаний в колонне и она была ликвидирована по геологическим причинам. Получены отрицательные результаты на площади Ялама-Самур. Неоправданно задерживается начало разведочных работ в пределах Тюленевского вала по фундаменту на продолжении Прикумской группы поднятий к чему приурочены унаследованные структуры по меловым и юрским отложениям, названные совместным предприятием «Мегатрон-Винтерсхал» Тюленеостровными.

Схема расположения месторождений и перспективных объектов, выявленных ОАО «Лукойл» в пределах акватории Северного и Среднего Каспия



Сводный сейсмический разрез по профилю I - I

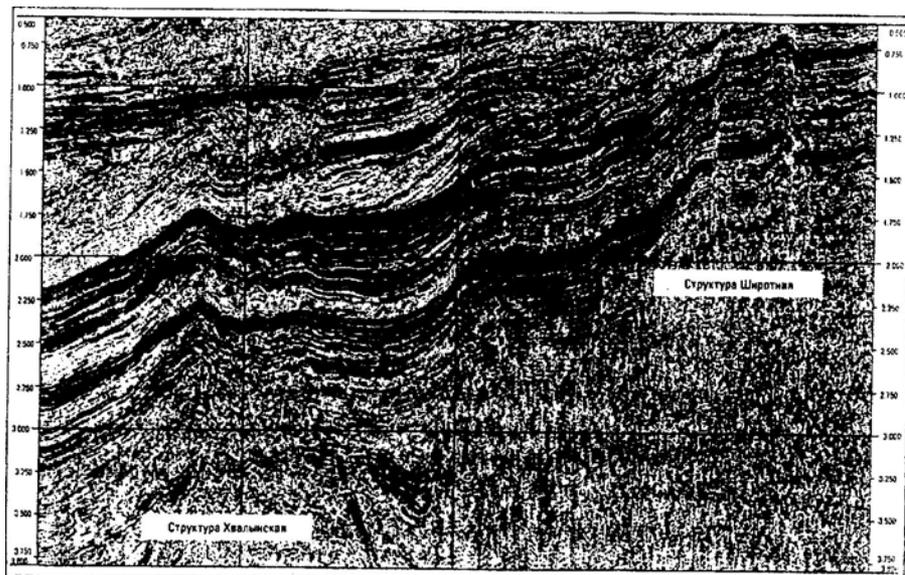


Рис. 3.4.

Выводы: Геолого-геофизическая изученность акватории Каспийского моря неравномерна по площади и по разрезу. Наиболее полно изучен методами разведочной геофизики прибрежный складчатый склон Терско-Каспийского прогиба. Здесь открыты месторождения Инчхе-море и Избербаш-море и выделены зоны поднятий, перспективные в нефтегазоносном отношении (Махачкала-Турали, Манас-Ачи-су-море, Избербаш-Каякент, Берикей-Хошмензил). Получено представление о структуре осадочного чехла осевой и платформенной частей Терско-Каспийского прогиба, где открыты нефтегазовые месторождения имени Ю. Корчагина, Хвалынского и подготовлены к опоискованию ряд положительных структур. Кизлярский залив, прилегающий к платформенной части Равнинного Дагестана характеризуется неровным рельефом дна, видимо, это связано с выносами рек, впадающих в море, образующих отмелей и банок. Средняя глубина моря около 6 м, максимальная глубина не превышает 20-23 м. Область малых глубин простирается от 10 до 55 км. Выявленные поднятия Северное, банка Ракушечная и Жемчужная, расположенные в северо-западной части бассейна Каспийского моря образуют крупную валообразную структуру юго-восточного простирания. Акваториальная часть кряжа Карпинского и зоны его сочленения с Прикаспийской впадиной и Кизлярским прогибом следует отнести к слабо изученным регионам. Пермо-триасовые отложения, залегающие на глубинах более 4000 м, относятся к горизонтам с высоким сопротивлением по результатам электроразведки и установлено, что они погружаются с северо-востока на юго-запад к Кизлярскому заливу.

При планировании геологоразведочных работ необходимо учитывать технико-экономическую составляющую, то есть кроме геологических предпосылок, определяющих перспективы нефтегазоносности бассейна Каспийского моря, необходимым условием является: глубина продуктивного комплекса, количество объектов, конструкция скважины, глубина моря, удалённость от береговой инфраструктуры и др.

Глава 4.

Тектонические особенности осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря

Современная геотектоническая модель сложного узла бассейна Каспийского моря, по мнению Е..Е. Милановского, (1968) необходимо представлять в соотношении ближневосточных рифтовых зон и Транскавказского поперечного поднятия. Центральная часть дизъюнктивных дислокаций Транскавказского поперечного поднятия впервые вошла в литературу под названием «Поперечного линеамента Шатского». В рассматриваемое поперечное поднятие глобального масштаба входят Центральное Предкавказье, часть Транскавказского поперечного поднятия Большой, Малый Кавказ и Закавказская депрессия. К этой полосе приурочены древние консолидированные массивы, в том числе Северо-Кавказский краевой и Грузинский срединный массивы, кристаллическое ядро Большого Кавказа и др. На Восточно-Европейской платформе Транскавказское поперечное поднятие находит своё выражение в системе тектонических образований Ергеней, к которой с юга примыкает

«перикратонный» прогиб Северного Прикаспия через Днепровско-Донецкий авлокоген (Богданов А.А., 1976). Большой Кавказ и Предкавказье связаны в своём развитии с региональной отрицательной морфоструктурой Каспийского моря: Отсутствие гранитного слоя (по геофизическим данным) в Южно-каспийской и, частично, Среднекаспийской впадинах, офиолитовые формации киммерийского тектогенеза, молассовые формации новейшей тектоники, высокая сейсмичность в голоцене и др. свидетельствуют о принадлежности каспийской морфоструктуры к внутриконтинентальной рифтовой зоне.

Вопросами тектонического районирования Предкавказья и Прикаспийского региона занимались и внесли существенную лепту: Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, М.В. Муратов, М.Ф. Мирчинк, Н.А. Крылов, А.И. Летавин, Я.П. Маловицкий и др.

В региональном плане Восточное Предкавказье большей своей частью расположено в пределах Скифской плиты, которая протягивается вдоль нижнего края Восточно-Европейской платформы от Каспийского до Азовского и Черного морей. На востоке Скифская плита уходит в акваторию Каспия. На юге она по системе глубинных разломов смыкается с альпийскими складчатыми сооружениями Кавказа (рис.4.1). На севере Прикаспийского региона расположен крупный тектонический элемент – кряж Карпинского, фундаментом которого являются складчатые отложения верхнего палеозоя, которые в северо-западной части кряжа выходят на поверхность. Центральную часть кряжа образуют Элистинский вал (глубина залегания фундамента 800-1500 м. В пределах Каспийского моря и на прилегающих участках суши выделяются следующие структурные элементы, Русская докембрийская платформа, которая входит в пределы Северного Каспия южной своей частью (Прикаспийская синеклиза), эпигерцинская платформа (Скифско-Туранская плита), Терско-Каспийский краевой прогиб и Южно-Каспийский орогенный прогиб альпийской складчатой области. Русской докембрийской платформе соответствует участок Северного Каспия, который характеризуется мозаичным гравитационным полем, обусловленным наличием области проявления солянокупольной тектоники. Вопрос проведения границы между докембрийской и эпигерцинской платформами является дискуссионным. На восточном берегу Северного Каспия эта граница проводится по осевой зоне Южно-Эмбинского гравитационного максимума, соответствующего Южно-Эмбенскому поднятию (Яншин и др., 1961). Однако, это предположение не получило полного подтверждения результатами бурения, поскольку Северо-Каспийский максимум с Бузачинским сводом с теле эпигерцинской платформы сочленяется на востоке – с наиболее приподнятой частью кряжа Карпинского, то вполне очевидно, что границу между эпигерцинской и докембрийской платформами следует проводить с учётом этого максимума.

Северокавказский максимум, по видимому, связан с зоной неглубокого залегания дислоцированных пород палеозоя. На севере по системе разломов происходит надвигание складчатого палеозойского комплекса эпигерцинской платформы на край докембрийской. Аграхано-Эмбенский разлом разделяет Северный Каспий на две части (Б.С. Романов, 1968). Основную часть дна Северного и Среднего Каспия занимает Скифско-Туранская плита эпигерцинской платформы. В вертикальном разрезе осадочного чехла здесь выделя-

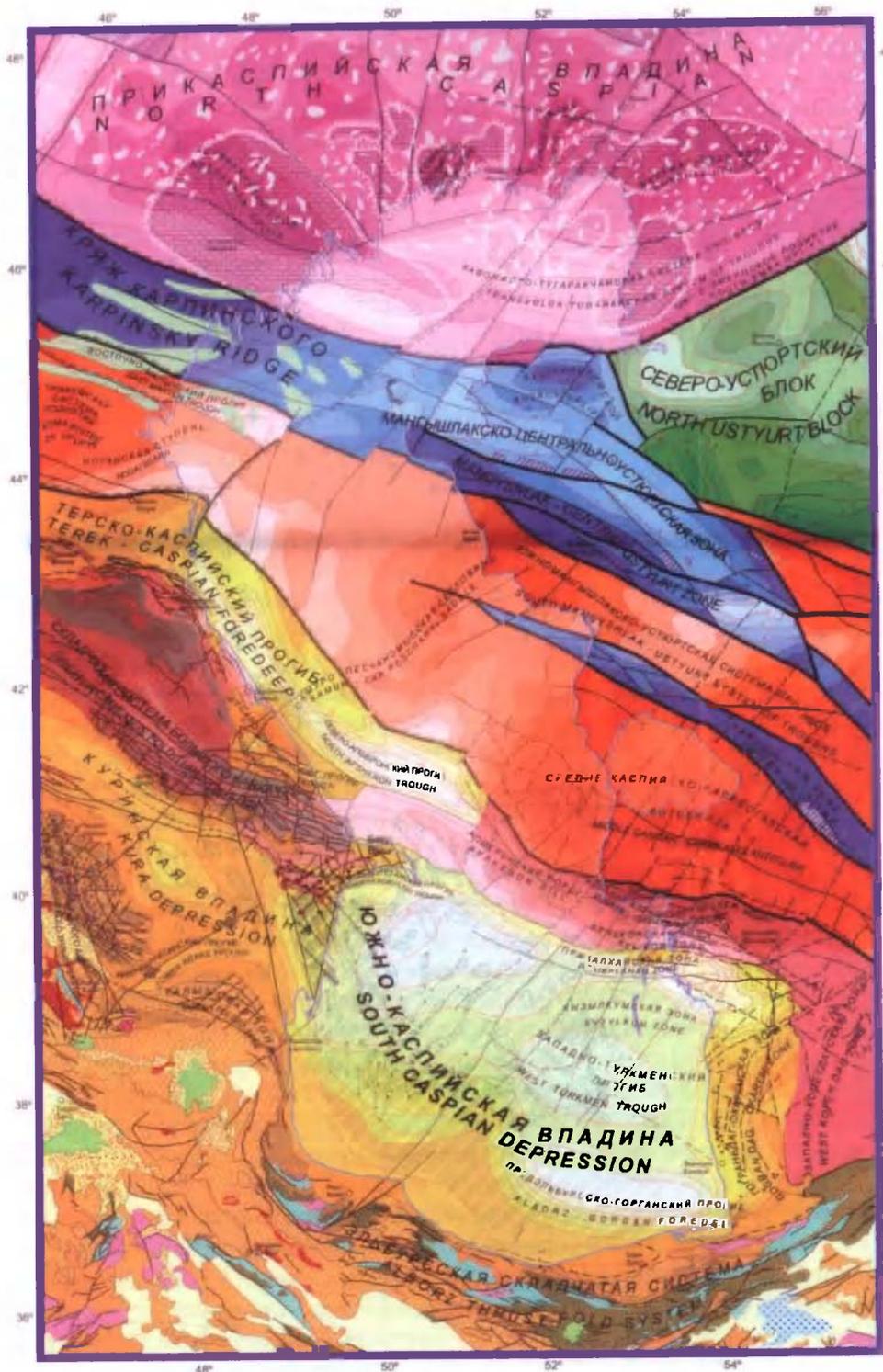


Рис. 4.1. Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления.

ются два структурных комплекса: верхний мезозойско-кайнозойский, нижнепермо-триасовый, который является верхним структурным ярусом фундамента (Вольвовский и др, 1966), а некоторые его относят к переходному тафрогенному комплексу. Промыслово-Бузачинская зона поднятий, в пределах которой вскрыты отложения пермской системы является элементом восточной части кряжа Карпинского. К северо-западу от Западно-Бузачинского поднятия наблюдается относительно узкое Северо-Каспийское поднятие, с глубиной залегания пермо-триаса в пределах 2,0 км. С юго-запада Бузачинский свод окаймляется Северно-Кулалинским поднятием широтной ориентировки, где глубина залегания пермо-триаса составляет всего 200 м. В западной части Промыслово-Бузачинской зоны по поверхности пермо-триасовых отложений существует Зюдевское поднятие, которое чётко начинает выражаться по подошве меловых отложений. Пермь-триасовые отложения постепенно погружаются в сторону Кизлярского залива и к о. Чечень. На общем фоне этого регионального наклона наблюдается серия крупных поднятий, для которых характерно постепенное изменение простирания с северо-западного на субмеридиональное. Крайней северо-восточной структурой этой серии является Ракушечное поднятие, продолжением которого на северо-запад является Морское и Каспийское поднятие. Расположенное юго-западнее Ракушечного поднятия, Жемчужное, отделено от более погруженных структур Астраханский рейд и банка Сигнал разрывным нарушением субмеридиональной ориентировки. На северо-западе этот разлом поворачивает на запад и соединяется с региональным разломом по поверхности фундамента, отделяющий поднятый сложный вал Карпинского от погруженной части Восточно-Маньчского прогиба. Погружается поверхность пермо-триаса в направлении от Жемчужного поднятия в сторону о. Тюлений на 2000 м (рис.4.2).

На суше, по направлению к Кизлярскому заливу, происходит погружение и резкое уменьшение амплитуды Прикумского поднятия, которое отделяется от Кизлярского залива крупным разломом северо-восточного простирания (Несмеянов, 1965). Здесь происходит распывание Восточно-Маньчского прогиба. Между Прикумским валом – на западе, валом Карпинского – на севере и Жемчужным поднятием на востоке расположен Кизлярский прогиб (Лебедев и др., 1976). Он раскрывается в южном направлении в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба и отделён от него небольшим порогом, лежащим на продолжении Прикумской зоны поднятий. С трёх сторон этот прогиб (с запада, севера и востока) ограничен разломами. Кизлярский прогиб расположен на северном продолжении Дагестанского клина в зоне его сочленения с Восточно-Маньчским прогибом и Прикумской зоной поднятий, последним звеном которой является Тюленевский выступ по триасу с многокупольными поднятиями в юрских отложениях. Здесь с конца палеозоя начала мезозоя существовала поперечная зона прогибаний, где накапливались наибольшие мощности осадков юрско-мелового комплекса. Возможно, указанная зона прогибания фиксировала первоначальное положение осевой части Каспийской впадины.

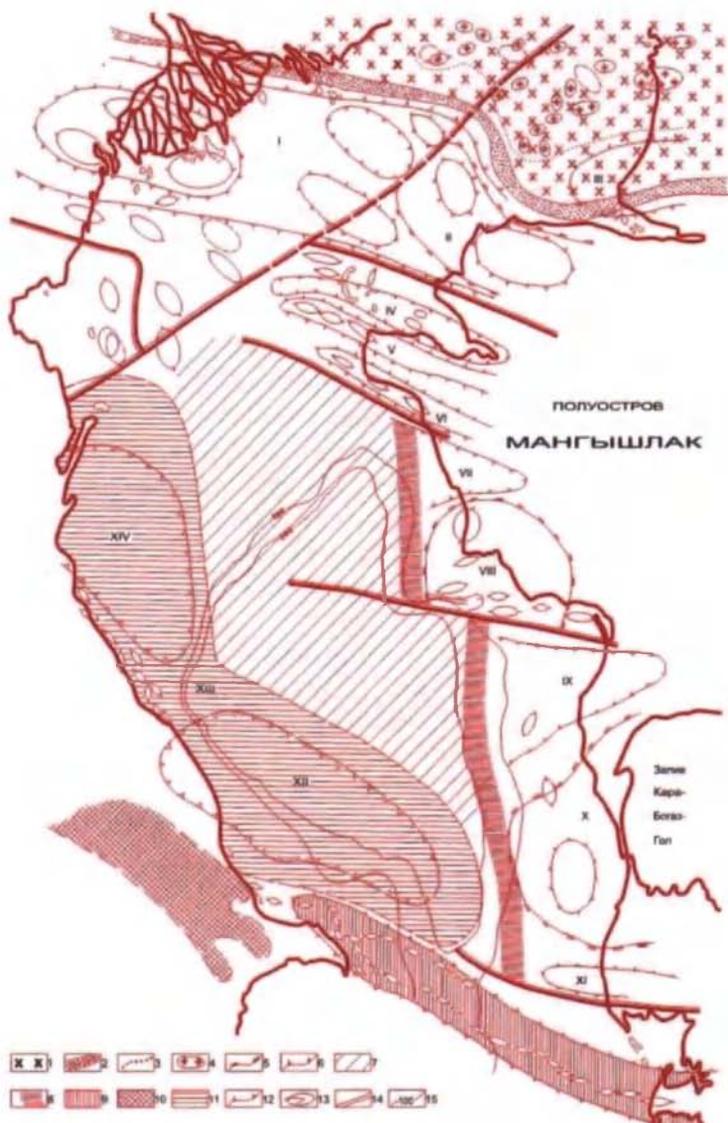


Рис 4.2 Тектоническая схема платформенной части Каспийского моря (по Л.И. Лебедеву)

1-Русская докембрийская платформа; 2-переходная зона между докембрийской и эпигерцинской платформами; 3-южная граница распространения соляных куполов; 4-соляные купола; сводовые поднятия эпигерцинской платформы; 6-контуры поднятий и прогибов на эпигерцинской платформе; 7-Центрально-Каспийская моноклираль; 8-Восточно-Каспийская флексура; 9-Апшероно-Прибалханская зона поднятий; 10-мегаантиклинорий Большого Кавказа; 11-контуры Терско-Каспийского прогиба; 12-контуры впадин в Терско-Каспийском прогибе; 13-контуры локальных поднятий; 14-основные разломы; 15-прогибы.

Структуры (цифры на карте): I-Промыслово-Бузачинская зона поднятий; II-Бузачинский свод; III-Южно-Эмбенское поднятие; IV-Южно-Бузачинский прогиб; V-Тюб-Караганский вал; VI-Беке-Башкудский вал; VII-Сегендыкская депрессия; VIII-Песчанномыско-Ракушечная зона поднятий; IX-прогиб Казахского залива; X-Карабогазский свод; XI-Кубалаг-Бльшесалханский мегантиклинорий; XII-Ссвсро-Апшеронская впадина; XIII-Самурский выступ; XIV-Терско-Сулакская впадина.

4.1. Основные элементы фундамента отложений бассейна Каспийского моря.

В настоящее время несоответствие структурных планов кристаллического фундамента и пермо-триасовых отложений в пределах морской части Скифско-Туранской плиты установлено лишь в Мангышлакской системе дислокаций. Южно-Мангышлакский прогиб по допермским отложениям представляет собой узкий грабен-авлакоген, выполненный мощной толщей пермо-триасовых отложений. В конце триаса – ранней юре эта зона испытала инверсию и складчатость. В современном структурном плане в западном направлении происходит погружение пермо-триасовых отложений вдоль осевой зоны Тюб-Караганско-Каратауской мегантиклинали с уменьшением амплитуды (Летавин А.И.). По поверхности пермо-триасовых отложений к северу от Мангышлакской мегантиклинали располагается, вытянутое в широтном направлении Южно-Бузачинский прогиб, который отделяет его от Промыслово-Бузачинской зоны поднятий. Глубина погружения перма и триаса в Южно-Бузачинском прогибе составляет 5-6 км. Северный его борт осложнён крупным разрывным нарушением, которое является частью регионального глубинного разлома, ограничивающего с севера Мангышлакско-Устюртскую зону. К югу от Мангышлакской мегантиклинали прослеживается крупный положительный элемент фундамента – Песчаномыско-Ракушечное сводовое поднятие. Отложения триаса в его пределах вскрыты на глубинах 3,2-3,6 км до 4-х км. Между Мангышлакской мегантиклиналью и Песчаномыско-Ракушечной зоной располагается депрессионная зона – Сагындыкский прогиб, в пределах которого мощность осадочных образований превышает 7 км. Он раскрывается на запад в крупную депрессионную структуру восточной части Среднего Каспия – Западно-Мангышлакский прогиб. К западу от Песчаномыско-Ракушечного свода и Сагындыкского прогиба расположена зона со значительной мощностью осадочного чехла (свыше 8 км). В этом направлении погружается западный склон Песчаномыско-Ракушечного свода, а также сюда раскрывается и погружается Сагындыкский прогиб. Указанная депрессионная зона получила название Западно-Мангышлакского прогиба, который отделяется от Терско-Каспийского краевого прогиба крупным Восточно-Предкавказским поднятием. Мощность осадков на этом поднятии составляет 6 км. Вдоль южного борта Песчаномыско-Ракушечного сводового поднятия в субширотном направлении протягивается цепочка линейных магнитных аномалий, соответствующих складкам Южно-Песчаномысской, Морской, Ракушечной и Кендерлинской. Это даёт основание предположить, что в фундаменте прослеживается древний погребённый структурный элемент, отвечающий далёкому западному погружению Туаркырского складчатого сооружения и связанного с ним одноимённого глубинного разлома, одного из крупнейших в Средней Азии. Амплитуда его составляет около 2 км. К этой величине близка амплитуда смещения фундамента вдоль южного борта Песчаномыско-Ракушечного свода (Оруджева и др., 1985). Южнее Песчаномыско-Ракушечного свода расположена депрессионная зона – прогиб Казахского залива, где глубина залегания триаса доходит до 4 км, а в глубоководной части моря он погружается до 6 км. На юго-востоке Среднего Каспия, на уча-

Терско-Сулакская впадина в пределах Каспия имеет субмеридиональное простирание, а на суше – субширотное. Продолжением Северо-Апшеронской впадины на суше является Кусаро-Дивичинский прогиб, имеющий общекавказское простирание. Указанный выступ, разделяющий две впадины получил название Дербентского. Морфология поверхности фундамента Южно-Каспийской впадины довольно простая, где глубина залегания его составляет 15-20 км. По подошве осадочного чехла намечается три прогиба (о. Жилого), два других связаны Саранской котловиной Туркменской части Каспийского моря намечается подъём кристаллического фундамента от Южно-Жилинского прогиба в юго-западном направлении к зоне Тальша на суше. Складчатые сооружения Тальша отделены от Южно Каспийской впадины глубинным разломом. Таким образом, осадочные породы Каспийского бассейна лежат на разнородном кристаллическом фундаменте, возраст которого колеблется от докембрийского (Севидрудский выступ) до позднепалеозойского. Рельеф фундамента дифференцирован на ряд крупных поднятий и прогибов и разбит разрывными нарушениями на отдельные блоки. Преобладающими простираниями в фундаменте на границе Северного и Среднего Каспия, так же как и на границе Среднего и Южного, являются северо-западные. В целом гетерогенность фундамента Каспийского моря не вызывает сомнений и вытекает из разновозрастности отдельных элементов фундамента с различной ориентировкой.

4.2. Геоструктурные элементы осадочного чехла Северного и Среднего Каспия

В осадочной толще Северного Каспия можно выделить три структурных комплекса: подсолевой- палеозойский, соленосную толщу и надсолевой- в основном, мезозойско-кайнозойского возраста. По аналогии с сушей подсолевой палеозойский комплекс представлен отложениями девона, карбона и перми, сложенные разнообразными формациями: терригенной, терригенно-карбонатной, глубоководной и карбонатной. В пределах центральной части Прикаспийской впадины не вскрыты скважинами подсолевые отложения, поэтому многие вопросы строения этой впадины остаются неясными. В осадочном чехле Среднего и большей части Северного Каспия можно выделить три структурных комплекса – юрско-меловой, палеоген-миоценовый и плиоцен-четвертичный (рис.4.4; 4.5).

В северной части эпигерцинской платформы выделяется крупная Промыслово-Бузачинская зона поднятий, на западе которой находится Петровско-Зюдевское поднятие с глубиной залегания кровли меловых отложений около 600-700 м. По мезозойским отложениям поднятия Промысловское и Зюдевское объединены в структурную зону - с одной стороны, Каспийское и Морское - с другой. Находящаяся в пределах этой же Промыслово-Бузачинской зоны, но значительно западнее, Укатненская депрессия представляет собой крупную впадину, осложнённую локальными поднятиями. К югу от этой депрессии располагается Северо- Кулалинское поднятие, южный борт которого опускается в сторону Южно-Бузачинского прогиба. На склоне

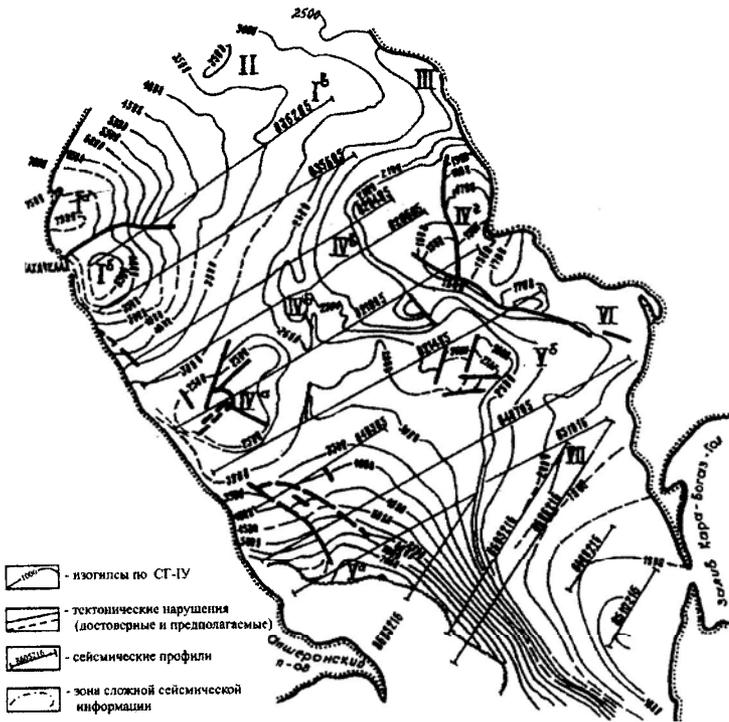


Рис. 4.4. Средний Каспий. Структурная карта по СГ-IV (подошва мела-кровля юры). (по В.М. Мурадян).

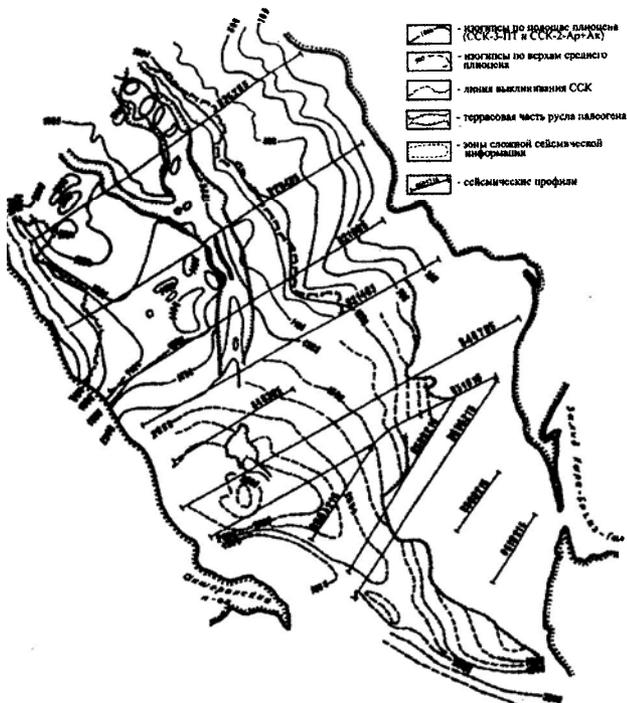


Рис. 4.5 Средний Каспий. Структурная карта по СГ-II (плиоцен). (по В.М. Мурадян).

Северо-Кулалинского вала намечаются два локальных поднятия, которые лежат на северном борту Южно-Бузачинского прогиба. В осевой зоне последнего была выявлена крупная, линейно вытянутая, синклиналь – Караганская размерами 50x15 км, в восточной части которой обнаружены два поднятия – Кочакское и Жигалган-море (Лебедев Л.И.). Предполагается, что эти поднятия представляют собой структурную переемычку, которая разделяет Южно-Бузачинский прогиб на две части – восточную и западную. Расположенная западнее Караганской синклинали Западно-Караганская гемисинклиналь переходит в моноклинали южного крыла Тюб-Караганского вала, в пределах которой выделены три локальные поднятия: Кусайникское, Баутинское, Аташское (Лебедев и др., 1976). Южное крыло Тюб-Караганского вала представляет собой моноклинали, наклонённую к югу. На фоне этой моноклинали располагается западное продолжение Беке-Башкудукского вала. К югу от него открывается Сагындыкская депрессия, наклонённая в сторону Терско-Каспийского прогиба. Южный борт Сагындыкской депрессии связан с Песчаномыско-Ракушечным сводом, в пределах которого по верхнемеловым отложениям выделяется наиболее крупное Песчаномыское поднятие, западная часть которого находится в море. К югу от этого поднятия в южной части Песчаномыско-Ракушечного свода расположен ряд локальных поднятий: Южно-Песчаное, Ракушечное-море и др. В Казахском заливе у основания Кендерлинской косы выделяется одноимённый выступ, имеющий широтное простираие. В море располагается только его западная часть (Лебедев Л.И., 1961).

В пределах Казахского залива подошва неокома залегает на глубине 2400 м, её погружение происходит в западном направлении. Казахская депрессия занимает южную половину Казахского залива. Кендерлинское поднятие является морским продолжением Карауданского вала. Южное крыло прогиба Казахского залива постепенно переходит в северный склон Кара-Богазского свода. Восточнее располагается ряд поднятий, с которыми связаны Кара-Богазские косы. Это поднятия – Бегдашское, Кара-Богазское, Северно-Каршинское. К западу от них расположена крупная структура, выделенная ранее под названием Восточно-Каспийской флексуры (Соловьёв и др., 1971), хорошо выраженная по меловым отложениям и представляет собой относительно крутой уступ. Западный склон Песчаномыско-Ракушечного свода совпадает с Восточно-Каспийской флексурой, которая поперечным Туаркырским разломом делится на две части – северную и южную, амплитуда разлома 800-1000 м. Западнее Восточно-Каспийской флексуры, между ней и платформенным бортом Терско-Каспийского краевого прогиба, располагается Центрально-Каспийская моноклинали. В северной половине Среднего Каспия эта моноклинали постепенно переходит в восточный борт Терско-Сулакского прогиба (Лебедев и др., 1976). В Терско-Сулакском прогибе кровля верхнемеловых отложений залегает на глубинах 5500-5700 м (Бабаюрт). Ось этой впадины направлена с северо-запада на юго-восток. Юго-западная часть Среднего Каспия занята Северо-Апшеронской впадиной, кровля верхнемеловых отложений здесь залегает на глубинах более 5000 м. Она имеет простираие близкое к широтному. Эта впадина составляет единое целое с расположенным на суше Кусаро-Дивичинским прогибом. Терско-Сулакская и Се-

веро-Апшеронская впадины разделены крупным Дербентским выступом фундамента. В целом эта зона является своеобразным барьером, разделяющим Средний Каспий на две части. За последние годы в результате сейсморазведочных работ в центральной части Среднего Каспия по меловым отложениям выявлен крупный палеоврез, выполненный палеозойскими отложениями (Гаджиев, Рагимханов, 1984).

Существование Терско-Сулакской и Северо-Апшеронской впадин в более поздние геологические эпохи (палеоцен-антропогенное время) доказывается значительными их мощностями и погружением сарматских отложений в сторону этих впадин. В Кусаро-Дивичинском прогибе наблюдается несогласное залегание неогеновых, в частности, сарматских отложений на различные горизонты юры и мела. Судя по мощностям осадочной толщи обе впадины характеризуются унаследованным прогибанием в послемезозойское время, а краевые части могли быть втянуты в прогибание лишь в неогене в связи с особенностями развития Терско-Каспийского краевого прогиба. Западный борт Терско-Сулакской впадины осложнен антиклинальной зоной, вытянутой параллельно оси впадины. Здесь выделяется целая цепочка антиклинальных структур от Ачи-су до Арабляр (Морская антиклинальная зона), подтвержденные результатами сейсморазведки ГУП «Севморнефтегеофизика» (структуры Ачи-су-море, Берикей-море, Дузлак-море, Дербент-море, Восточно-Дербентское и Восточно-Рукельское, помимо них, выявлены новые структуры: Турали, Северо-Махачкалинское, Восточно-Димитровское, Манас и др. (Сабанасв К.А., 1998 Г.) К этой зоне можно справедливо отнести (Лебедев, 1976) и поднятие Избербашское и Инчхе-море. Наибольшие мощности домеловых образований отмечены в западной части Среднего Каспия в осевой зоне Терско-Каспийского прогиба. В зоне выклинивания четвертичных отложений в районе Сиазаньского разлома следует проводить юго-западную границу Терско-Каспийского краевого прогиба.

Выводы: Анализируя изложенный материал следует отметить, что разведочные работы на Северном и Среднем Каспии имеют некоторое оживление в последнее время, но этого материала недостаточно для однозначного решения многих вопросов, таких, как соотношение морфологических элементов фундамента и осадочного чехла по бассейну Каспийского моря, а также в пределах локальных поднятий, антиклинальных зон и прогибов. На современной стадии изученности можно выделить три типа структур: сквозные (унаследованные), погребенные и новообразованные. Унаследованность структур характерна для периферических зон Среднекаспийской зоны прогибания, относительно удаленных от зоны альпийского погружения, связанного с Терско-Каспийским краевым прогибом. К числу таких унаследованных структур относятся: Кара-Богазский свод, прогиб Казахского залива, Песчаномыско-Ракушечное сводовое поднятие, Сагындыкский прогиб, Промыслово-Бузачинская зона поднятий. К погребенным структурам следует отнести Восточно-Предкавказское поднятие, Западно-Мангышлакский прогиб, а к новообразованным – Центрально-Каспийскую моноклираль и Восточно-Каспийскую флексуру. Наблюдаемые пространственные соотношения выделенных типов структур обусловлены формированием в мезозойско-кайнозойское время крупной зоны прогибания, связанной в начальной стадии

с альпийской кавказской геосинклиналию, а на более поздних этапах в кайнозое – с Терско-Каспийским краевым прогибом.

Южный Каспий целиком расположен на территории Азербайджана и считается наиболее изученной областью бассейна Каспийского моря. По нему имеется очень много опубликованных работ, в которых рассмотрены в деталях все особенности геологического строения этой территории, ограничимся отражением принципиально важных аспектов Южного Каспия в общих чертах.

В осадочной толще Южно-Каспийской впадины выделено два структурных комплекса: верхний - плиоцен-четвертичный и нижний – доплиоценовый. На формирование этих осадков значительное влияние оказало вулканическая деятельность. Палеозойские образования на обрамлении Южного Каспия установлены в Северном Иране. В пределах Туркменского шельфа мощность осадочных пород составляет 15 км, а плиоцен-антропогеновых отложений 8-10 км. Поверхность догерцинского складчатого пояса на Южно-Кавказском прогибе залегает на глубинах 14-18 км. В пределах Южного Каспия выделены структурно-тектонические зоны: Апшероно-Прибалханская зона поднятий, Южно-Апшеронская зона, Нижнекуринско-Энзелийская депрессия, Центральная зона складок Южного Каспия, Туркменская структурная терраса и Предэльбрусский прогиб. Апшеронско-Прибалханской зоне поднятий по глубоким горизонтам соответствует Южно-Кавказский прогиб, который протягивается вдоль южного склона Большого Кавказа через Каспийское море по направлению к Западной Туркмении. Поверхность догерцинского складчатого пояса залегает здесь на глубинах 14-18 км (Резанов, Шевченко, 1970). На акватории Апшеронского порога происходит увеличение мощности земной коры до 30-35 км, а иногда до 40 км и постепенное выклинивание «гранитного слоя» по направлению к Южно-Каспийской впадине (Гагельганц и др., 1958). Западная часть Апшероно-Прибалханской складчатой зоны, охватывающая Апшеронский архипелаг, является по мнению Н.И. Андрусова, И.М. Губкина, М.Ф. Мирчинка, В.Е. Хаина, В.Ф. Соловьёва, А.А. Ализаде и др. исследователей, юго-восточным погружением Большого Кавказа. На севере и на северо-востоке, Апшероно-Прибалханская зона по глубинному разлому сочленяется с горным сооружением Кубадага и Большого Балхана, которые относятся к краевой части эпигерцинской платформы. В пределах Апшеронского архипелага выделяются две зоны антиклинальных складок – северная и южная. К югу от Апшеронского п-ва расположена зона поднятий мегантиклинория Большого Кавказа. В южной части Бакинского архипелага выделяются ещё три небольшие антиклинальные линии - Нефтечала, Куринский камень и Кызылагач-Ленкоран-море. В целом вся зона складчатых линий Бакинского архипелага вместе с юго-западным, иранским сектором Каспийского моря представляет собой единый Нижнекуринско-Энзелийский прогиб. Восточнее этого прогиба расположен район, в тектоническом отношении отличающийся от западных и восточных участков, связанна с глубоководной частью Южного Каспия. Этот район можно разбить на две зоны: северную, расположенную между валом Аби́ха и поднятием Шатского, и зону к югу от вала Аби́ха. В южном направлении этот участок постепенно переходит в северное крыло Предэльбрусского прогиба. Эта зона рас-

смачивается в качестве переходной, между этим прогибом и восточной частью Южного Каспия, выделяемой под названием центральной зоны складок Южного Каспия. Южнее Апшероно-Прибалханской зоны поднятий в пределах Туркменского шельфа расположена крупная тектоническая структура под названием Туркменской структурной террасы, которая с востока отделяется от складок Кеймиро-Чикигилярской депрессии, флексурой, протягивающейся вдоль береговой линии. Центральный район занимает почти всю площадь Туркменского шельфа, на юге развиты поднятия, тесно связанные в своём развитии с Предэльбрусским прогибом и ориентированные субпараллельно его борту.

Значительную часть Иранского сектора Южного Каспия занимает Предэльбрусский прогиб, выполненный мощной толщей кайнозойских пород, которые составляют значительную часть общей мощности осадочной толщи. (Н.А. Крылов, 1987). Итак, характерной чертой Южно-Каспийской впадины является: гигантская мощность (до 20 км) осадочных образований; отсутствие или сокращённая толщина «гранитного» слоя; достаточно широкое развитие процессов диапиризма и грязевого вулканизма; приуроченность этих процессов к прифериальным частям впадины; блоковый характер кристаллического фундамента и его гетерогенность и тесная связь западной части Южного Каспия с Куринской депрессией.

4.3. Тектоника подводного склона Каспия

Главнейшие черты тектоники Восточной Европы и большей части Каспийского моря впервые обозначены А.П. Карпинским (1919), который обратил внимание на происходящие последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями в меридиональном направлении, причём, направление колебаний оказалось параллельным краям Кавказа и Урала. В.Е. Хаин (1954) предложил назвать указанную закономерность законом А.П. Карпинского и сформулировал: «Зоны максимального прогибания земной коры в пределах платформ соответствуют простирацию геосинклинальных областей, которые испытывают изменение геотектонического режима или находятся в состоянии интенсивного воздымания». В своих работах А.П. Карпинский впервые установил тектоническую связь между Донбассом и Мангышлаком, получивших в последствии название «линий Карпинского». Он считал, что «азиатские кряжи Копет-Даг, Малый и Большой Балханы, Красноводские горы простираются через Каспийское море и Главный Кавказский хребет, образовавшийся, как выясняют исследования последних лет, многократными фазами. В Каспийском море различают пять геоморфологических элементов: Северный Каспий, Мангышлакский порог, Средний Каспий, Апшеронский порог и Южный Каспий. Н.И. Андрусов (1896) предложил новую тектоническую схему Каспийского моря, в которой он выделил Предкавказский прогиб (Предкавказская геосинклиналь), который сопровождает с севера систему поднятий Большой Балхан, Кавказ, Крым, Балханские горы. Наиболее глубокие части прогиба совпадают с северо-западной частью Чёрного моря, Азовским морем, и северной котловиной Каспия. Форма этой геосинклинали ясно очерчи-

Каспий. Н.И. Андрусов (1896) предложил новую тектоническую схему Каспийского моря, в которой он выделил Предкавказский прогиб (Предкавказская геосинклиналь), который сопровождает с севера систему поднятий Большой Балхан, Кавказ, Крым, Балханские горы. Наиболее глубокие части прогиба совпадают с северо-западной частью Чёрного моря, Азовским морем, и северной котловиной Каспия. Форма этой геосинклинали ясно очерчивается в среднеюрскую эпоху. Он не отрицал наличие погребённого Донецко-Мангышлакского поднятия, а также наличие подводного соединения Кавказа с Краснодарскими горами и Большим Балханом.

По мнению А.Д. Архангельского предполагается наличие разветвления герцинид в пределах южного погружения Уральского хребта: одна ветвь их направляется через северную часть Каспийского моря к Донбассу, другая – через Аральское море к Султан-Уиз-Даг уходит на соединение с Тянь-Шанем. Третья – Тяньшаньская ветвь герцинид через Султан-Уиз-Даг, Бузачи и до Краснодарского п-ва включительно. В неё входят Мангышлак, Туаркыр и Кубадаг-Большебалханская структура. На Западном берегу Каспия им выделены южные зоны Донецких герцинид, предгорный прогиб Кавказа и область альпийской складчатости. По мнению А.Д. Архангельского Мангышлакский и Апшеронский пороги имеют тенденцию к длительному поднятию, тогда как область Северного Каспия тяготеет к Уральско-Эмбенскому району, Средний и Южный Каспий характеризуются длительными опусканиями. Близких взглядов о строении обрамления Каспийского региона придерживался Н.М. Страхов (1948). Всю территорию от Бузачей до Краснодарского п-ва, включая Мангышлак, Туаркыр, Куба-Даг и Большой Балхан А.Л. Яншин (1951), относит к палеозойской платформе с более молодым чехлом.

За последнее время накоплено большое количество фактического геолого-геофизического материала по обрамлению Каспийского моря и самой впадине, обобщение которых внесет некоторую ясность в строение этого интереснейшего региона. Полоса раздела двух областей аномалии силы тяжести и сейсмогеологический профиль Ногайская ступень - Каспийский передовой прогиб наглядно демонстрирует, что в геологическом отношении мульда синклинального прогиба соответствует границе между альпийской геосинклинальной областью и палеозойской платформой.

В современном представлении на дне Каспийского моря (Средний и Южный Каспий) в западной его части чётко выделен Терско-Каспийский краевой прогиб, выполненный отложениями от юры до антропогена, с глубиной залегания фундамента от 6 до 12 км. Он является условной границей между Кавказским орогеном и эпигерцинской платформой (рис.4.6). Его западная часть имеет широтное простирание, в то время, как на востоке оно изменяется на субмеридиональное, параллельное складчатой структуре восточной части Кавказа, отличаясь этим от простирания подавляющей части крупных структурных элементов Предкавказья и Кавказа. Южная граница прогиба проводится по выходам эоценовых отложений (подошва нижней молассы), западная – по разлому в фундаменте, северо-западная – по распространению эвапоритов верхней юры. Северная граница весьма условна, так как молассовые отложения, выполняющие передовой прогиб, залегают здесь моноклиналино, что не позволяет отделить его от расположенной севернее Ногайской

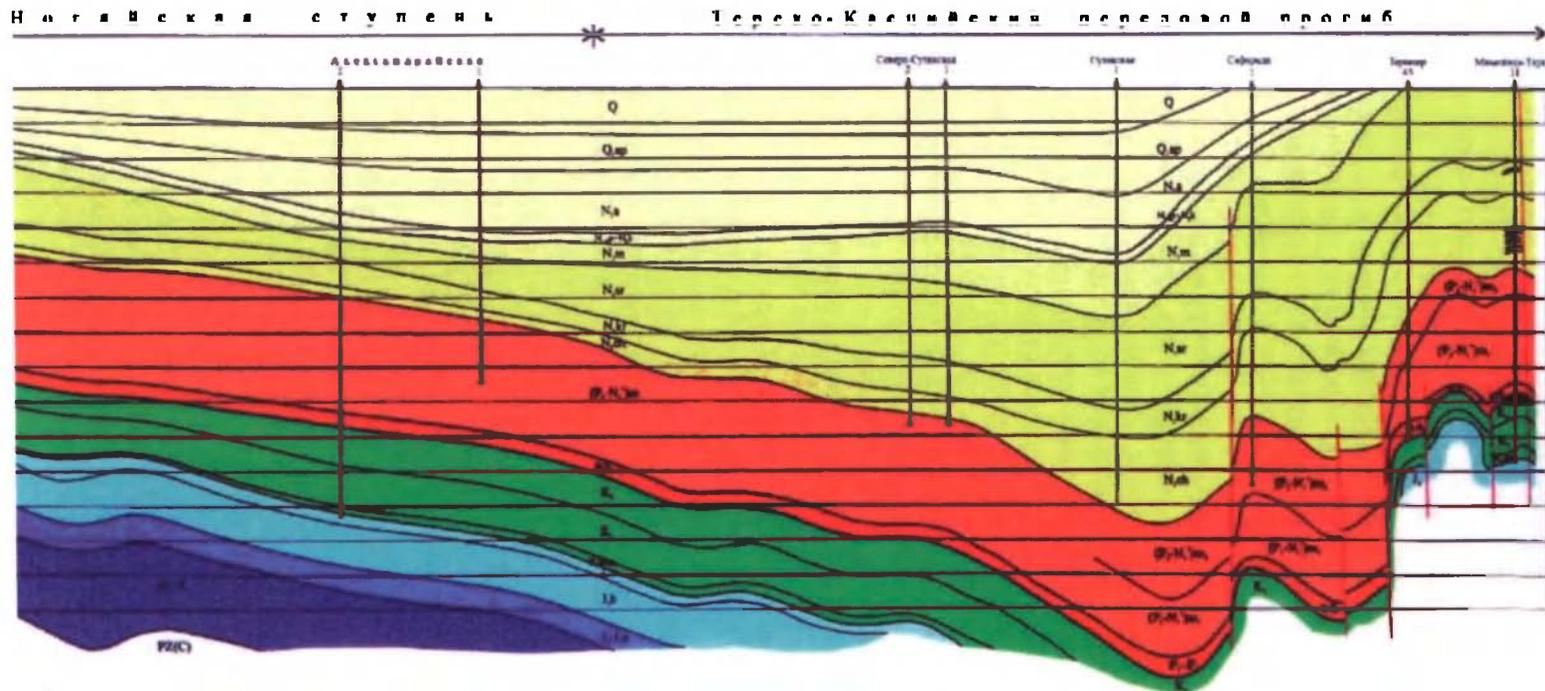


Рис. 4.6. Региональный геологический профильный разрез по линии Кочубеевская-Махачкала-Тарки.

ступени (А.И. Летавин). За пределами фронтальной части Дагестанского клина, на широте выявленных по результатам сейсморазведки структур (Сигнал, Морская) простирается Терско-Каспийского прогиба изменяется с субширотного на субмеридиональное. Его западный борт, протягивающийся узкой полосой между горным сооружением Кавказа и Каспийским морем осложнён рядом линейно вытянутых тектонических элементов (Западная, Восточная, Приморская и Морская антиклинальные зоны). А.Л. Яншин считал, что южная субширотная складчатая полоса в большей своей части опущена на значительную глубину и погребена под толщей аллювиальных и эоловых плиоцен-антропогенных отложений в связи с формированием краевого прогиба Копетдага. Непогруженной или слабо погруженной она осталась лишь в западной части, соответствующей Большому Балхану и Красноводскому п-ву. Когда-то она продолжалась гораздо дальше на запад, в Каспийское море, заворачивая на север, подходила к современным берегам Дагестана (рис.4.7).

При таком допущении легче объяснить параллельно к берегу моря простирающиеся складки в антиклинальных зонах Южного Дагестана, их опрокидывание на запад и многие вопросы палеогеографии Восточного Кавказа. Погружение под уровень Каспия этого крайнего западного конца южной полосы герцинид, вероятно, произошло лишь в позднеэоценовое время в связи с поднятиями Кавказского антиклинория. Терско-Каспийский прогиб имеет своё продолжение на юг, сменяет свою ориентировку и в Среднем Каспии выражается Среднекаспийской впадиной, а далее на территории Азербайджана – Южнокаспийской, характерной особенностью которой является: отсутствие гранитного слоя, офиолитовая формация киммерийского тектогенеза, молассовые формации новейшей тектоники, высокая сейсмичность в голоцене, активный подводный вулканизм (Южный Каспий), современная разгрузка термальных источников и металлоносных рассолов (Дербентская котловина), конденсация пара и образование пресных вод в продуктивной толще Южнокаспийской впадины, соляно-купольная тектоника Северного Каспия. Эти признаки указывают на внутриконтинентальную рифтовую зону подкорового заложения Каспийской осиффоструктуры (Истратов, 1999 г). При рассмотрении тектонических особенностей Терско-Каспийского прогиба следует подчеркнуть, что в западной части он характеризуется особенностями строения, свойственные напряжённому дислокационному процессу. Здесь выделяются два структурных этажа: палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Складчатые формы верхнего этажа представлены узкими, линейно-вытянутыми гребневидными антиклиналями, осложнёнными разрывными нарушениями различного генезиса. Восточная часть прогиба, как показывают результаты глубокого бурения, характеризуется наличием крупных стратиграфических несогласий на границе нижнемеловых, юрских и палеоген-верхнемеловых отложений. Здесь выражена дисгармоничность складчатости мезозойских и кайнозойских отложений, являющихся типичными для Терско-Каспийского прогиба.

Основные черты строения палеозойской платформы с более молодым чехлом не являются однородными и в них можно выделить ряд структурных элементов более низкого порядка. Часть Кавказского Предгорного прогиба, протягивающаяся вдоль северного склона Большого Кавказа, развивавшаяся на

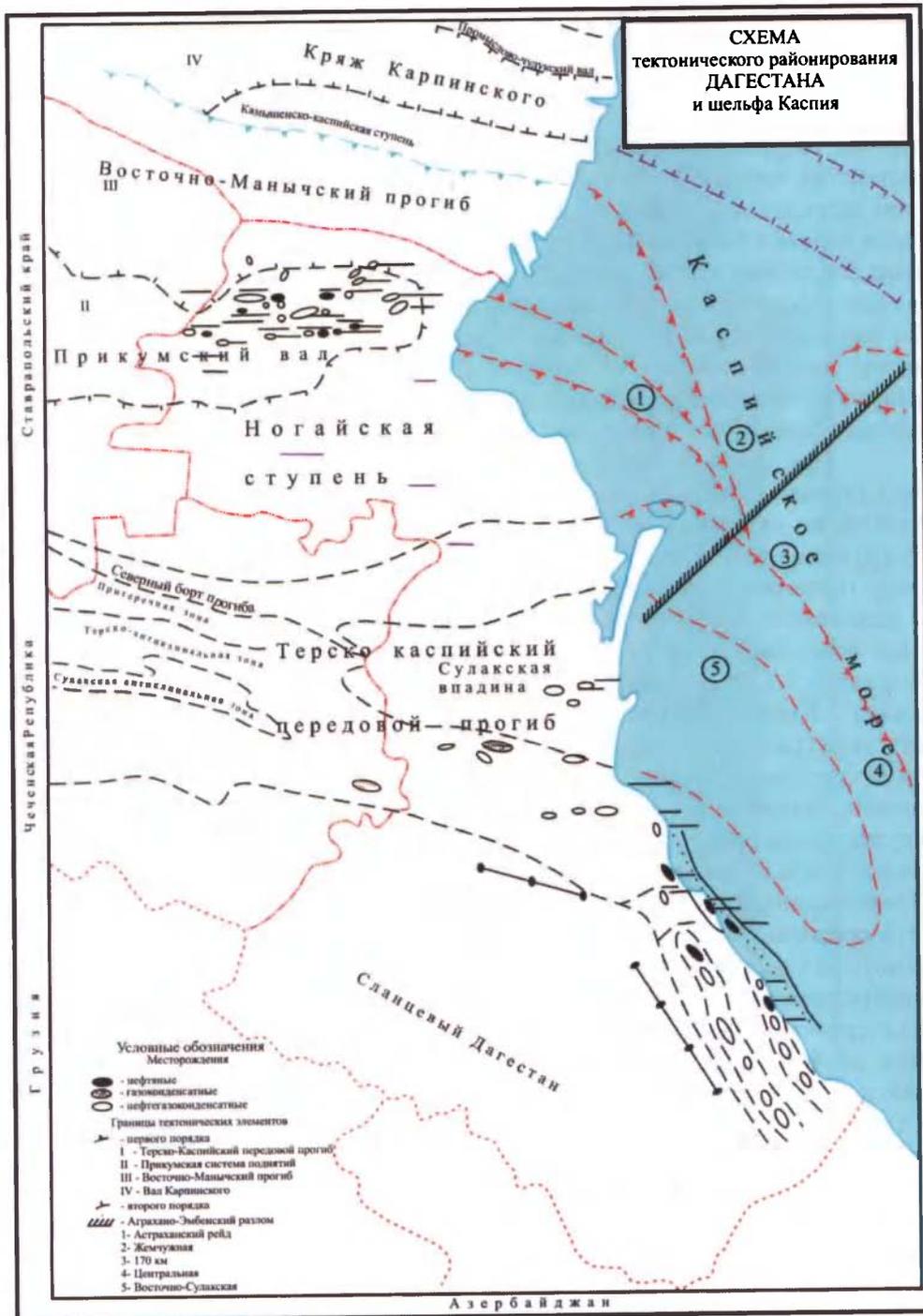


Рис. 4.7. Тектоническая схема Северного, Среднего Каспия и западного побережья.

окраинном платформенном основании, охватывая Терско-Кумскую депрессию и глубокую часть котловины Среднего Каспия. Особенностью этого прогиба является разновозрастность различных его участков. Восточная его часть моложе западной. Та часть прогиба, которая соответствует Среднему Каспию, была захвачена прогибанием в конце плиоцена. Кроме того, известно, что западная часть прогиба выполнена осадками мезозойско-кайнозойского возраста, тогда как восточная, охватывающая самую глубокую впадину Среднего Каспия, оказывается в стадии некомпенсированного осадкообразования. В восточной части прогиба располагается Дербентский максимум, приуроченный в рельефе к самой глубокой части Среднего Каспия. Этот прогиб характеризуется положительными аномалиями силы тяжести, что свидетельствует о близком залегании палеозойского фундамента в восточной части прогиба и малой мощности осадочного чехла.

Прогнозируемый М.Н. Смирновой (1975) Срединный глубинный разлом приходится к осевой зоне Терско-Каспийского прогиба, интерпретируемый ею по цепочке магнитных максимумов, как Северо-Кавказский офиолитовый пояс. Краевой разлом служит северной границей платформенного борта Терско-Каспийского прогиба (Кизлярская тектоническая ступень). В пределах эпигерцинской платформы Предкавказья прогнозируется Каясулинский глубинный разлом, являющийся северным ограничением Кизлярской тектонической ступени, и системы Манычских разломов, по которым Скифская плита отделяется от мегавала Карпинского.

Среди меридиональных глубинных разломов Предкавказья выделяется Эльбруско-Ергенинский, который пересекает систему Большого Кавказа, Скифскую плиту, Манычский прогиб и мегавал Карпинского. Он продолжается и в Поволжье, находя свою выраженность в современном рельефе – возвышенности Ергени. В эту же категорию глубинных разломов входят Казбеко-Астраханский, Сулакский, Комсомольско-Тереклинский. Последний маркируется гранитными выступами фундамента (типы даек, ботолитов) на площадях Капиевской, Кумбаторской, Русский Хутор, Южно-Буйнакской (Прикумско-Тюленевский вал в Равнинном Дагестане). Черногорский региональный глубинный разлом на этапе альпийского тектогенеза разобшил складчатый комплекс Большого Кавказа от Терско-Каспийского прогиба, представленного в своей западной части Терско-Сунженской зоной дислокаций (прогибом), которая пронизывается системой дизъюнктивных образований господствующего субширотного направления (рис. 4.8).

Подводный склон **Северного Каспия** занимает по площади почти треть часть вдного бассейна и представляет собой мелководную зону, вытянутую в северо-восточном направлении, с глубинами моря от 3 до 20 м. В пределах мелководья известны многочисленные банки и острова, сложенные преимущественно песком и ракушей. Кроме того, в пределах Северного Каспия установлены подводные продолжения речных долин (Уральская, Бороздина и др.), которых можно представить, как продолжение Прикаспийской низменности. Такое строение рельефа Северного Каспия объясняется тем, что он целиком располагается в пределах эпигерцинской плиты и юго-восточного окончания Русской докембрийской платформы.

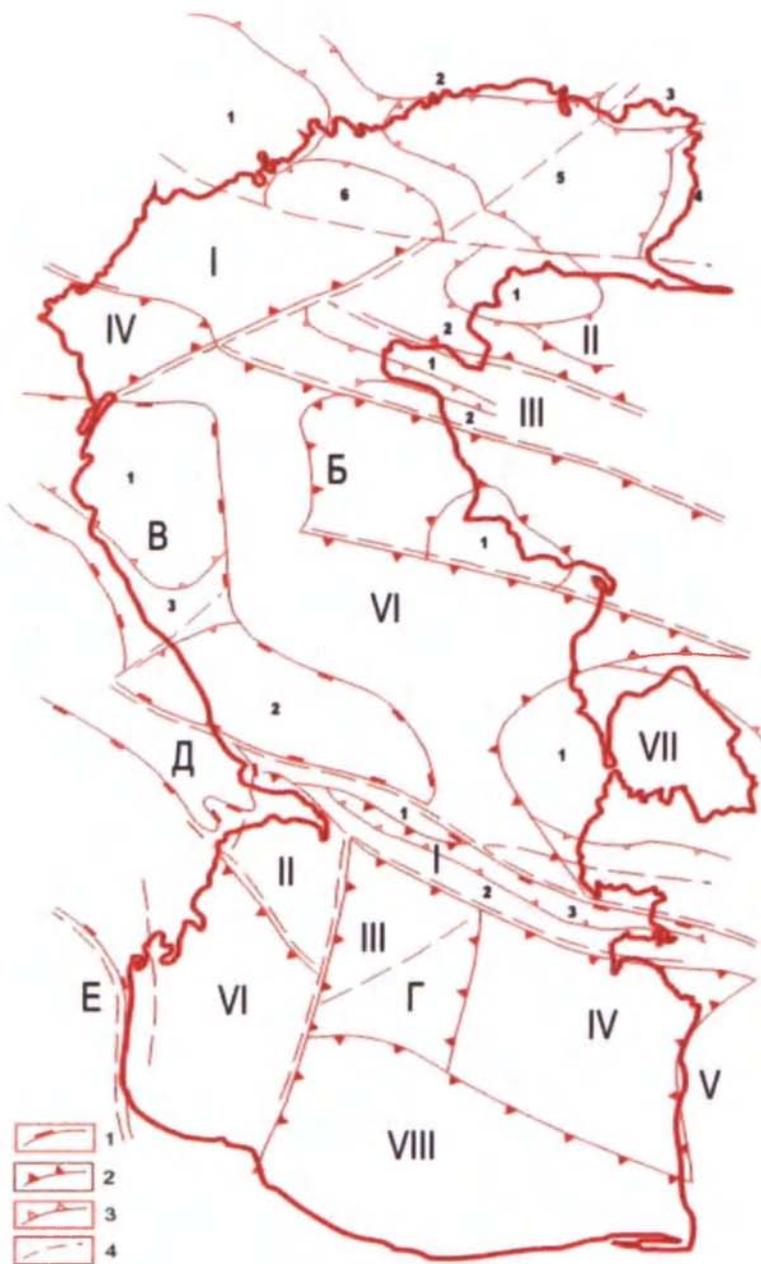


Рис. 4.8. Схема структурных элементов Каспийского моря.

Границы: 1-платформ, мегантиклинориев, передовых прогибов и мегавпадин; 2-крупных зон складчатости систем прогибов, антеклиз; 3-сводов, впадин, прогибов, антиклинальных зон, валов; 4-крупнейшие глубинные разломы.

Буквами и цифрами обозначены: 1-Прикаспийская впадина Восточно-Европейской платформы (1-Астраханский свод; 2-Новобогатинский свод; 3-Бинжольский свод; 4-Каратон-Провинская зона поднятий; 5-Южно-Эмбенский прогиб; 6-Укатиенская депрессия); Б-эпигерцинская платформа; I-промысловская зона поднятий; II-Устюрская синеклиза (1-Бузачинский свод; 2-Южно-Бузачинский прогиб); III-Мангышлакско-Устюртская система дислокаций (1-Тюб-Караганский вал; 2-Беке-Бошклубский вал); IV-Кизлярский прогиб; V-Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов (1-Песчаномыско-Ракушечный свод); VI-Центрально-Каспийская моноклираль.

Средний Каспий расположен в пределах эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинальной области и имеет сложное строение рельефа дна. В пределах Среднего Каспия вдоль западного берега картированы гривки сарматского возраста, западные части которых имеют обрывистый характер, а восточные крылья плавно погружаются в сторону середины моря. Некоторые «банки» (куполовидные структуры) имеют отражение в рельефе Среднего Каспия. Результатами сейсморазведочных работ последних лет неоднократно выделены контуры Дербентской котловины, связанные с глубоководной частью Среднего Каспия. Она представляет собой асимметричную котловину, вытянутую в северо-западном направлении. Максимальные глубины здесь достигают 788 м. Дербентская котловина отличается значительной крутизной и наличием террасовидных уступов. Восточный борт более пологий. На восточном берегу Среднего Каспия имеется ряд мысов, вдающихся далеко в море. Наиболее крупным из них является мыс Песчаный. Наличие этих мысов и их подводного продолжения в море связано, по всей вероятности, с прохождением здесь антиклинальных тектонических линий.

Южный Каспий расположен на территории Азербайджана и входит в альпийскую геосинклинальную область, поэтому имеет весьма сложное строение рельефа дна моря. Он также представляет собой асимметричную котловину, вытянутую в меридиональном направлении, и занимает около трети всей площади моря. Максимальные глубины моря здесь доходят до 998 м. Наиболее глубокие участки этой котловины приближены к западному и южному берегам. Как было сказано ранее Южный Каспий отделён от Среднего Апшеронским порогом. Установлено, что в самой глубокой части котловины имеется четыре меридионально вытянутых подводных хребта, разделённых глубокими впадинами, с амплитудой колебания глубин до 500 м. Это обстоятельство позволяет предположить наличие, в этом районе Южного Каспия, четырёх антиклинальных зон, являющихся продолжением тектонических зон бакинского архипелага и Апшеронского п-ва. В южной части склона Апшеронского порога происходит сочленение областей неогеновой складчатости юго-восточного Кавказа и Копет-Дага.

Таким образом Каспийская впадина представляет собой сложное образование, водами которой покрыты как платформенные, так и геосинклинальные структуры. Отдельные участки Каспийской впадины отличаются своими региональными особенностями и происхождением. Северная часть Каспия, восточное побережье и большая часть дна средней части вместе с северным склоном Апшеронского порога связаны с платформенными структурами. Западное побережье среднего и южного Каспия принадлежит к геосинклинальной области. Южно-Каспийскую впадину считают межгорным массивом – останцем древней складчатости, существование которого обусловило изменение простираний более молодых сооружений. Можно констатировать, что основные направления древней складчатости здесь близки к меридиональным, но глубоко погребены под мощной толщей мезокайнозоя. Вполне вероятно, что направления новейших структур формируются и в настоящее время, унаследованы от более древних стадий. Имеющиеся данные по геологическому строению побережий и дна Каспийского моря позволяют выделить следующие районы: северная часть моря, восточное побережье

средней части, западное побережье средней части, Приапшеронский район, Апшеронский порог, район бакинского архипелага, восточное побережье южной части Каспийского моря.

Глава 5

Геологическое строение Российского сектора Каспийского моря и его обрамления.

Заранее следует оговориться, что геологическое строение бассейна Каспийского моря тесно связано с геоструктурными элементами прилегающей суши, особенности тектонического строения которого в разные годы изучались: Н.С. Шатским (1927), В.Д. Голубятниковым (1933-1947), И.О. Бродом (1935-1960), Н.Ю. Успенской (1931-1937), С.Э. Муссаев (1938), В.Л. Галиным (1969), М.Н. Смирновой (1975), Б.А. Соколовым (1987), А.Д. Архангельским (1932), В.Е. Хаиным (1936), Е.Е. Милановским (1968), А.И. Летавиным (1987) и др. Установлено, что с севера в пределы бассейна Каспийского моря имеет распространение эпигерцинская (Скифская) плита Предкавказья, альпийский краевой (передовой) Терско-Каспийский прогиб, внешний мегантиклинорий альпийской озласти, межгорные прогибы и внутренний мегантиклинорий альпийской области. К альпийским сооружениям Кавказа с севера примыкает область Предкавказской (Скифской) плиты с герцинским складчатым фундаментом. В пределах Ставропольского свода комплекс девонских и каменноугольных отложений несогласно перекрывает доюрское кристаллическое основание. Местами на герцинском складчатом фундаменте несогласно залегают красноцветные конгломерато-песчано-глинистые образования верхней перми и триаса. Осадочный чехол в Предкавказье начинается с терригенных отложений юры. Выше, перекрывая всё Предкавказье, залегают комплекс терригенных пород нижнего мела, карбонатных - верхнего мела, терригенно-карбонатных – палеоцена-эоцена и терригенных – олигоцена-антропогена. Общая мощность их достигает 3-4 км (рис. 5.1).

К югу от Скифской плиты лежит зона альпийских передовых (краевых) прогибов. Наиболее обширный из Предкавказских краевых прогибов – Терско-Каспийский, в осевой части которого тянутся две крупные, выраженные в рельефе антиклинали, сложенные породами олигоцена и неогена – Терская и Сунженская, представляющие собой надразломные структуры. Восточный сегмент Терско-Каспийского прогиба располагается в пределах дельты Терека и западной части Каспийского моря, испытавший значительное опускание в верхнем плиоцене-антропогене. К осевой зоне краевого прогиба относится прибрежная мелководная часть Среднего Каспия, тогда как относительно глубоководная центральная часть последнего отвечает участку эпи-

герцинской Скифско-Туранской платформы, вовлечённому в опускание краевого прогиба с конца среднего плиоцена. Примыкающая к Большому Кавказу внутренняя зона прогиба (зона третичных предгорий Дагестана) здесь относительно приподнята и в основном сложена нижними молассами олигоцено-миоцена, смятыми в складки, а внешняя – продолжает прогибаться до настоящего времени.

Восточно-Кавказский сегмент на востоке тектонически менее приподнят, чем Центральный, на своём среднем участке (Дагестанский клин) не уступает ему в ширине. Северное крыло мегантиклинория, возникшее на месте северного крыла альпийской геосинклинали отделяется от Терско-Каспийского краевого прогиба резким флексурным изгибом. Оно сложено породами от верхнего лейаса до мела и палеогена, смятыми в складки. Наибольшей ширины (до 75 км) эта зона достигает в Северном Дагестане. Юго-восточный сегмент характеризуется быстрым погружением в восточном направлении структур южного крыла мегантиклинория и осевой части и его резким скачкообразным сужением за счёт наложения на северное крыло мегантиклинория Кусаро-Дивичинского краевого прогиба. Поверхность фундамента Северного и Среднего Каспия характеризуется ярко выраженным блоковым строением, с широким развитием горст-грабеновых структур и, судя по отдельным фрагментам, имеет в своём составе два подэтажа: палеозойский и пермо-триасовый. Максимальные глубины залегания поверхности доюрского основания зафиксированы в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба и составляют 13-14 км. Выше по разрезу, в юрско-палеозойском структурном этаже, степень тектонической дифференциации региона ослабевает. В мезозойском комплексе Северного Каспия выделяются субширотные дислокации кряжа Карпинского. Получают региональное развитие предплиоценовые врезы, образующие речную палеосеть Волги, Урала и Эмбы. В мезозойско-кайнозойском осадочном чехле выделяются пять литолого-стратиграфических комплексов с повышенным содержанием рассеянного органического вещества, являющимися нефтегазоматеринскими толщами: средне-триасовый, байос-батский, апт-альбский, кумский (средний эоцен) и майкопский (верхний олигоцен-нижний миоцен).

5.1. Восточно-Маньчский прогиб

В северной части Предкавказской равнины, к югу от Ергенинского поднятия, расположена зона Мангышлакского прогиба и его западное продолжение в район г. Сальск. Маньчский прогиб представляет собой длительно развивавшуюся узкую депрессию, связанную с одноимённой зоной продольных глубинных разломов. В новейшей структуре он отчётливо выражен лишь на своём среднем участке, орографически совпадающем с озером Маньч-Гудило. Главные опускания в зоне Маньчского прогиба имели место на предшествующих стадиях альпийского цикла, а с конца сармата-мэотиса абсолютное погружение составило не более 100-200 м; в антропогене, на большей части прогиба, опускания полностью прекратились. Относительно Ергенинского и Ставропольского поднятий Маньчский прогиб испытал значительно большее погружение и представляет унаследованную депрессию (с

пологим южным, более крутым северным крылом), выполненную сарматскими, понтическими, а также прерывисто развитыми маломощными верхнеплиоценовыми и четвертичными осадками. Миоцен и понт выполняют пологую синклиналь, а вышележащие морские, лиманные и континентальные отложения залегают ингрессивно и вложены в неоднократно подновлявшуюся эрозионно-тектоническую ложбину. В бассейне р. Восточного Маныча синклиналь углубляется и расширяется, а в левобережье р. Кума Манычский прогиб, как бы расплывается, сливаясь с северным крылом Терско-Каспийского прогиба. Природа Манычского желоба в настоящее время трактуется различными исследователями неодинаково. Так, В.П.Казяков (1958) рассматривает этот элемент в качестве передового прогиба киммерийского складчатого сооружения. М.Ф. Мирчинк, Н.А. Крылов, А.И. Летавин, Я.П. Миловицкий (1963) предполагают, что Манычский желоб, как и Мангышлак представляют глубокий грабен в структуре складчатого палеозоя, связанный с пермотриасовым (переходным) этапом развития территории. Манычский прогиб прослеживается в виде узких асимметричных прогибов от меридиана г. Таганрог до бассейна Каспийского моря в районе пос. Артезиан (рис. 5.2).

В современной структуре, в составе Манычского желоба, с запада на восток выделяется Тузлов-Манычский прогиб, Сальский поперечный выступ, Будёновский и Восточно-Манычский прогибы, имеющие синклинальное строение по поверхности складчатого основания мезозоя отчасти кайнозоя. Простираение Манычского желоба выражено линейными аномалиями гравитационного и магнитного полей. Сальский выступ отнесён в состав Манычского желоба достаточно условно. Работами НИЛНефтегазом (1962-1963 гг.) проведены комплексные геофизические работы по профилям вдоль берега Каспийского моря, а трестом «Грознефтегеофизика» продолжены от пос. Южный Адык – Ачикулак, которые осветили строение центральной и восточной частей прогиба и получено подтверждение о синклинальном строении описываемого прогиба. Глубина фундамента в осевой части прогиба в районе пос. Артезиан достигает 5800 м., в западном направлении шарнир прогиба по фундаменту ступенчато воздымается до 5400 м, доходя до 4000 м на меридиане сел. Величаевское. Северный крутой склон Манычского желоба на всём протяжении связан с системой разломов, а в нижних горизонтах осадочного чехла им соответствует крутая флексура, выходящая к поверхности. В западной части желоба зона разломов зафиксирована структурным бурением и сейсморазведкой. В районе Артезиана амплитуда сброса по фундаменту определяется в 2000-2500 м. Приуроченность перм-триасовых отложений значительной мощности к центральным частям Манычского желоба указывает на формирование этого элемента в виде единой отрицательной структуры в интервале времени между нижнепермским и среднеюрским.

На самом востоке кряжа Карпинского располагается наиболее опущенная Промысловская ступень, отделённая разломом, прослеживающимся в районе западно-Цубукского и Меклетинского поднятий, а на юге в Промысловской ступени, вдоль Манычской системы разломов прослежена Краснокамышанско-Ермолинская зона, аналогом которой в пределах Бузачинской ступени следует считать Ики-Бурульско-Ачинерскую зону. В центральной части Промысловской ступени располагается крупная Цубукско-Промыслов-

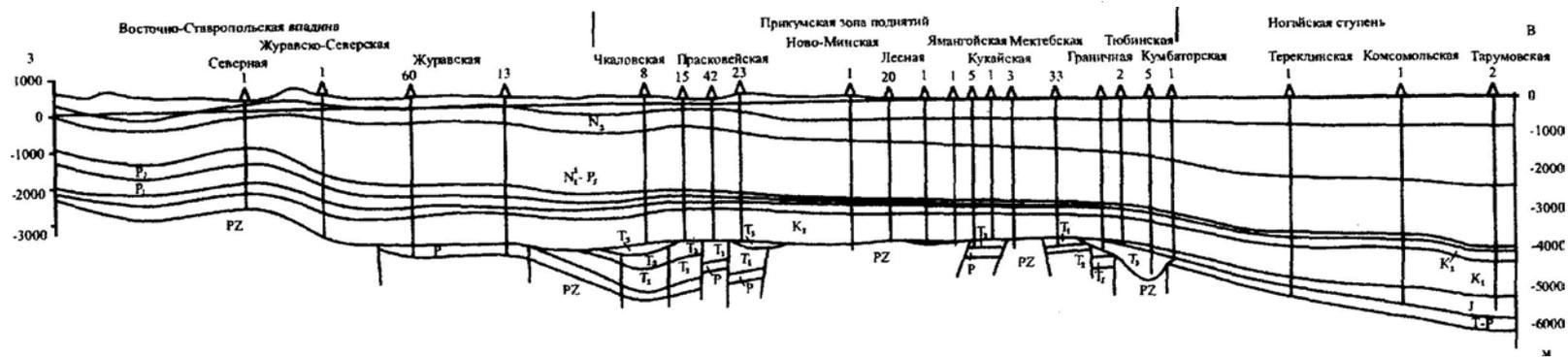


Рис. 5.2. Региональный геологический профиль по линии площадь Северная (Восточно-Ставропольская впадина) - площадь Тарумовская (Ногайская ступень)

ская зона, характеризующаяся наиболее высоким залеганием мезозойских отложений и представляющая по осадочному чехлу свод сложного вала. Строение осадочного комплекса в пределах промысловской ступени не находит прямого отражения в рельефе поверхности фундамента.

5.2. Платформенное крыло Терско-Каспийской впадины.

Платформенное крыло Терско-Каспийской впадины занимает северную часть одноимённой аккумулятивной низменности примерно от долины р. Кумы на севере до 44° с.ш. на юге, а также мелководный участок Северного Каспия, к востоку от устьев р. Кумы и Терека. В тектоническом отношении этот район принадлежит к южной части Скифской плиты, палеозойский фундамент которой погружается к югу и востоку от 3 до 5-6 км. Платформенный чехол включает отложения юры, мела, палеогена, миоцена и антропогена. В структуре поверхности фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла, особенно его нижних горизонтов, (юра-палеоген) намечается Прикумская система пологих брахиформных локальных поднятий, группирующихся в несколько зон юго-восточного простирания. Они затухают вверх по разрезу. Интенсивность погружения северного крыла Терско-Кумской впадины в позднем сармате резко возрастает по сравнению с ранним. Мощность верхнего сармата составляет от 100 до 500 м, против 100-250 м в нижнем - среднем сармате. Маломощные отложения мэотиса-понта были почти полностью размыты в среднем плиоцене. Большой мощностью обладают апшерон-акчагыльские (до 0,6-1 км) и антропогеновые отложения (0,4-1 км). Таким образом, в течение новейшей стадии выделяются два периода интенсивных опусканий – позднем сармате и с акчагыла до современных, с максимальным погружением в апшероне (до 650 м). В течение всего миоцена в структуре платформенного крыла впадины господствовала субширотная зональность с нарастанием погружения к югу. В значительной мере этот план сохраняется и акчагыле, а в апшероне резко проявляется нарастание мощностей к востоку, в сторону Каспия. Эта тенденция усиливается в антропогене, захватывая левобережье Кумы, в среднем течении. На общем фоне продолжался рост локальных унаследованных структур Прикумской системы поднятий. Некоторые из них, как Бажиган, Ачикулак, Величаевка и др. имеют по подошве акчагыла амплитуду от десятков до первых сотен метров и отчётливо вырисовываются в изопахитах верхнеплиоценовых осадков.

В пределах южной части Прикумско-Тюленевского вала, сейсморазведочными работами ЗАО «Геохазар», проведёнными по заказу ООО «Мега-трон- НВК», в 2003 г. выявлено 11 структур (возможных ловушек) по пяти отражающим горизонтам в юрско-меловых и нижнетриасовых отложениях (Земзова Д.П., 2004). В тектоническом отношении структура приурочена к Прикумско-Центрально-Каспийской системе прогибов и поднятий, объединяющей поднятия как западного, так и восточного побережий в единый геотектонический элемент. В составе данной геотектонической структуры выделяются Манычско-Хвалынская структурная терраса с южной ступенью и Хвалынско-Сарматская зона поднятий. Ловушки, к которым приурочены залежи нефти и газа на месторождениях Сарматская, им. Корчагина и Фило-

новского близки по строению, обладают однотипностью коллекторов, и единой историей развития, идентичными условиями залегания продуктивных комплексов с Тюленеостровной группой структур. Здесь продуктивные комплексы будут приурочены к карбонатным отложениям нижнего триаса (нефтекумская свита) и верхней юре, терригенным породам средней юры и нижнего мела, а в карбонатных отложениях верхнего мела возможна залежь газа (Сабанаев К.А. 2007). Мощность осадочного комплекса, в котором прогнозируются залежи нефти и газа в пределах структур Тюленевского выступа по фундаменту превышает 2000 м. (рис. 5.3; 5.4).

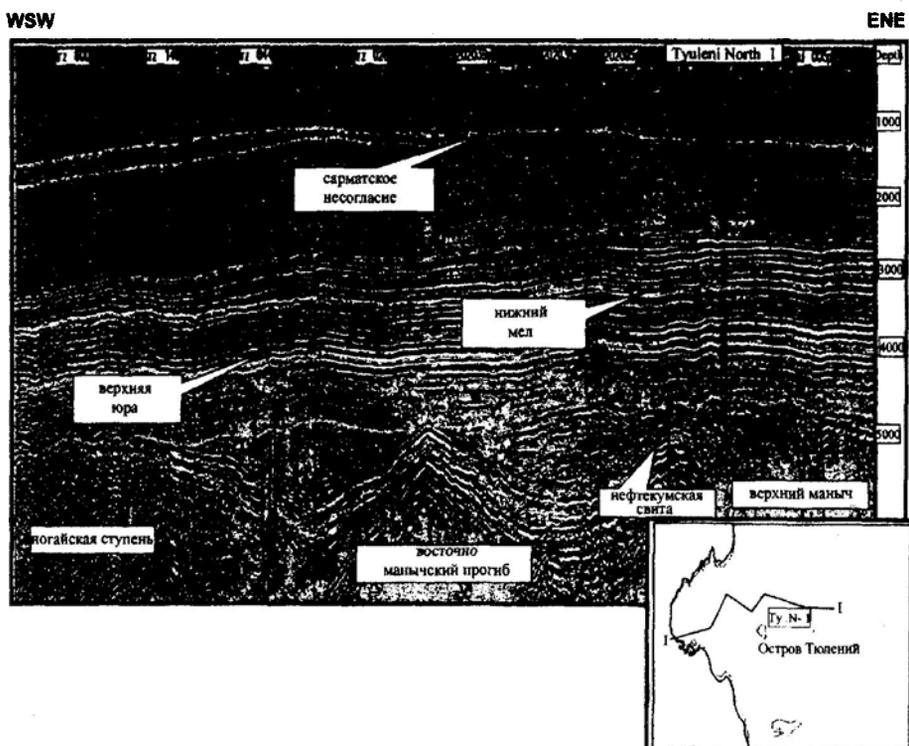


Рис. 5.3. Временной разрез Тюленеостровной площади.

К северо-востоку от Прикумско-Тюленевского вала, слабо выраженного в современном рельефе дна Каспийского моря, находится последнее звено платформенного крыла Терско-Каспийской впадины – котловина Среднего Каспия с глубинами до 0,7-0,8 км. Имеющиеся палеогеографические данные позволяют с достаточной достоверностью считать, что эта территория в течение альпийского геотектонического цикла неоднозначно испытывала поднятие и служила источником сноса материала для восточных районов Большого Кавказа, в частности, в аалене, среднем миоцене, а также среднем плиоцене, когда продукты размыва Среднекаспийской суши вместе с обломочным материалом, приносимом с Русской платформы, достигали Апшеронского полуострова.

Лишь в конце среднего плиоцена Среднекаспийская суша погружается под уровень моря. На месте Среднекаспийской котловины и несколько

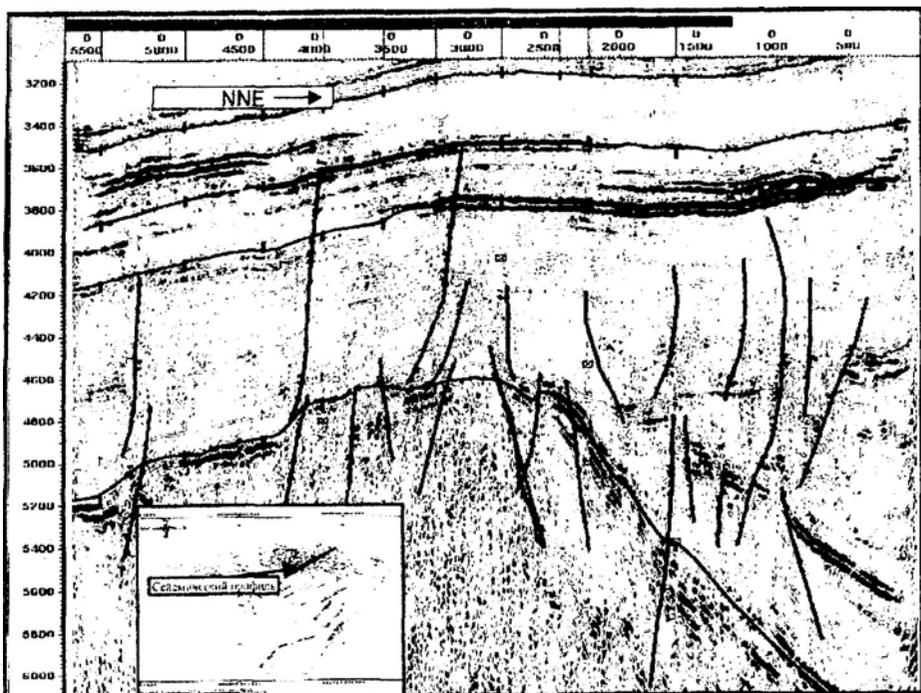


Рис. 5.4. Участок Тюлений Центральной части Северного Каспия (северная структура).
Сейсмический профиль (Line tul 013N).

восточнее предполагается наличие относительно слабо опущенного участка эпигерцинской плиты с залеганием палеозойского фундамента на глубинах 3-4 км и кровли мела – около 1,5-3,0 км, то есть всего на 1-2 км ниже дна моря. С конца среднего плиоцена Среднекаспийская суша (морская котловина) испытывала опускания с амплитудой от 1,0 до 2,5 км, охватившие ту же площадь, что и поднятия предшествующего времени. Таким образом, современная котловина Среднего Каспия представляет собой восточную часть платформенного крыла Терско-Каспийской впадины, охватывающая южную часть шельфа Северного Каспия. С севера эта часть впадины ограничена восточным продолжением Ачинеро-Промысловской системы поднятий и лежащим в той же полосе западным продолжением Мангышлакской группы поднятий. Южная граница – с осевой зоной Терско-Каспийского краевого прогиба (юго-восточное продолжение в пределах Дагестанского побережья Каспия) – намечается в районе Астраханской косы, где по сейсмическим данным установлено резкое погружение толщ кайнозойских отложений к юго-западу по нескольким ступенчатым сбросам, и далее поворачивает к юго-востоку. В пределах этой мелководной части Северного Каспия по материалам сейсморазведочных работ (Зартанов и Корнев, 1961) намечалось плавное погружение к юго-западу поверхности палеозойского фундамента (от 3 до 7 км) и всех горизонтов платформенного чехла. По всей вероятности, унаследованное опускание рассматриваемой части платформенного крыла Терско-Каспийской впадины происходило в позднем сармате и продолжалось в тече-

ние всего позднего плиоцена и антропогена, компенсируясь накоплением мелководных морских осадков. В среднем плиоцене этот район был относительно приподнят и подвергался эрозии. Последующими сейсморазведочными работами ЗАО «Гео-Хазар» геологическое строение этого района (о. Тюлений) было детализировано и по триасовому комплексу выявлен крупный выступ с локализованными поднятиями по разным комплексам. По заказу ОАО «Лукойл» ВНИИгеофизика выполнила работу по комплексной оценке возможных зон нефтенакпления и локальных объектов на акватории Каспия, а в последующем с 1999 г. по настоящее время было пробурено ряд скважин (Широтные 1, 2, 3; Хвалыньские 1, 3, 4; Ракушечная 1; Сарматская 1, глубинами 3673-4338 м.

В настоящее время проведёнными сейсморазведочными работами и бурением скважин осуществлено детальное расчленение разреза мезозойских отложений, стратифицированы от 9 до 17 условных отражающих сейсмических горизонтов, разработана детальная сейсмогеологическая модель обширного участка акватории Северного и Среднего Каспия, а так же выделены новые нефтегазоперспективные объекты, открыты 3 месторождения нефти и газа (Сарматское, им. Корчагина, Филаноиского). Установлено, что погружение в позднем плиоцене-антропогене не вполне компенсировалось седиментацией, особенно в центральной, глубоководной части котловины, так как большая часть терригенного материала, сносимого с Большого Кавказа, отлагалась на его юго-западном склоне. И так, Среднекаспийская наложенная котловина представляет участок наиболее значительных (до 2,5 км) недокомпенсированных новейших опусканий в пределах всей полосы платформенных крыльев краевых впадин и платформенного обрамления Кавказской орогенной области в целом.

5.3. Терско-Сулакский прогиб

Терско-Сулакский прогиб расположен к северу от поперечного выступа Восточного Кавказа – Дагестанского клина. Косвенным доказательством на возможную принадлежность Дагестанского клина к внутренней зоне Терско-Каспийского краевого прогиба в раннеорогенной стадии является также свойственная этому району интенсивная неогеновая складчатость. Расположенный к северу от этого поперечного поднятия участок краевого прогиба, выраженный в рельефе Терско-Сулакской аллювиально-дельтовой равниной, представляет собой продолжение только северной зоны Терско-Каспийского прогиба. Южная же граница, развившегося в неотектоническую стадию Северо-Дагестанского участка краевого прогиба, очень резкая. Морфологически она выражена переходом горного рельефа северного крыла Дагестанского клина, сложенного породами от мела до миоцена, к Прикаспийской низменной равнине посредством флексуорообразного перегиба слоёв меловых и неогеновых отложений, вплоть до апшерона. Тот факт, что угол наклона этой флексуры вверх по разрезу (до верхов плиоцена) не уменьшается, свидетельствует о чрезвычайно молодом – постапшеронском возрасте основной фазы создавших её движений. К востоку, в сторону Махачкалы, резкость описываемой флексуры постепенно снижается, делается положе (до 20°) и

шире. Впервые довольно подробно описал антропогенные террасы долины р. Сулак в зоне краевой флексуры О.К. Леонтьев, который установил, что северный борт прогиба осложнён несколькими ступенчатыми сбросовыми нарушениями в мезозойских и нижней части третичных отложений, которые подтвердились результатами сейсморазведки (1961) в северной части Аграханской косы. В плиоценовых отложениях эти нарушения затухают. В пределах осевой зоны Терско-Сулакского прогиба сейсморазведкой прослежена целая цепочка антиклинальных структур, объединённых в зоны: Сарматская, Аксайская и Новотерская (К.А. Сабанаев, 2002 г.) (рис. 5.5).

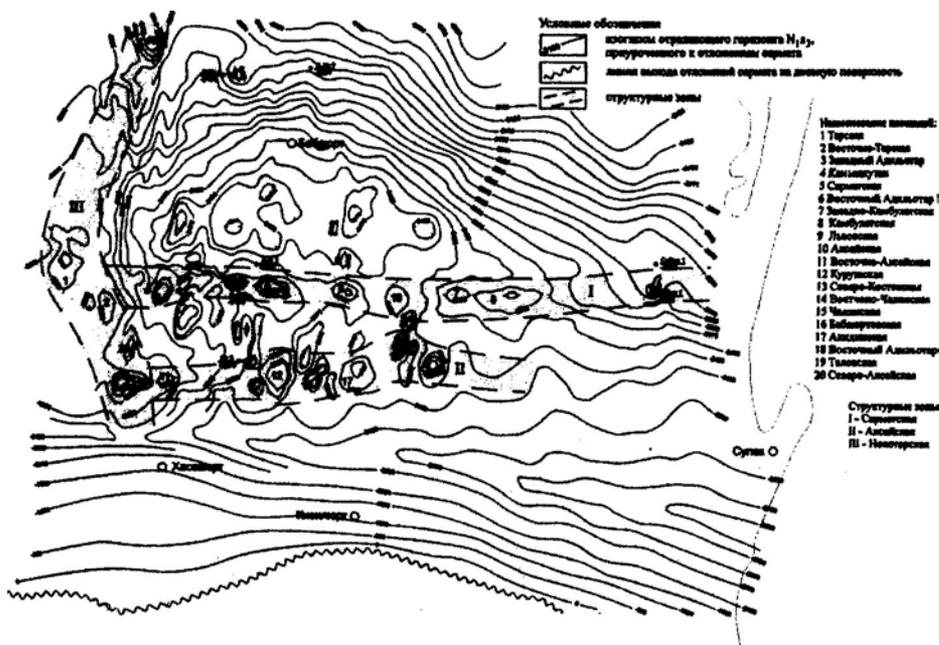
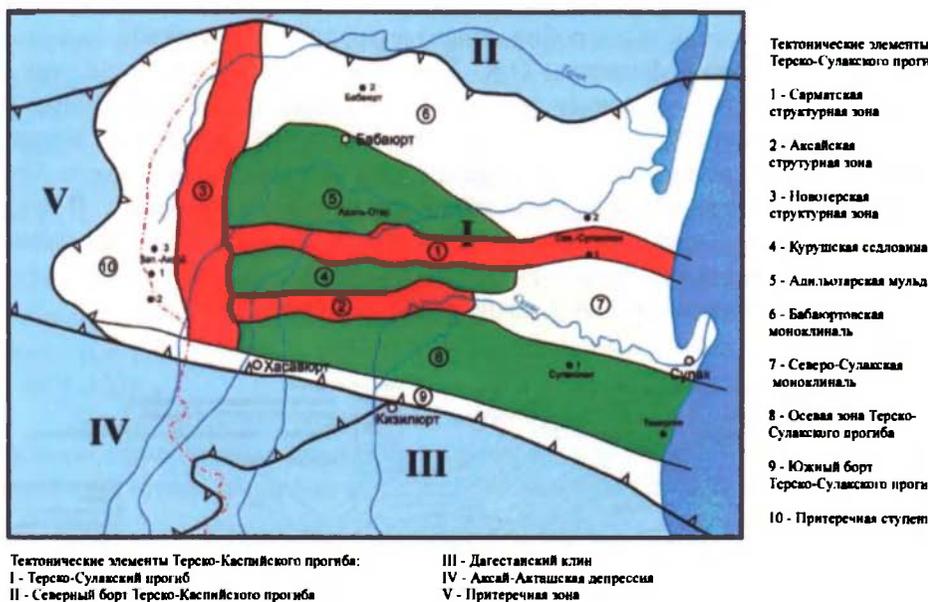


Рис. 5.5. Структурная карта по кровле сарматских отложений Терско-Сулакского прогиба.

В строении Терско-Сулакского прогиба по условиям залегания мезозойско-кайнозойских пород выделяются Северная – моноклиальная, Центральная – осевая и Южная – складчато-надвиговая продольные зоны. Мощность осадочного чехла в пределах Центральной зоны по геофизическим данным достигает максимальных значений (до 12 км). Глубина залегания мезозойских отложений – до 7 км. Южнее осевой зоны расположена складчатая часть Терско-Сулакского прогиба. Критерием её выделения является интенсивная дислоцированность мезозойско-кайнозойских отложений. Шарниры всех трёх зон погружаются к востоку, в сторону Каспийского моря. В позднем миоцене – низах плиоцена интенсивно (до 1,5 км) погружалась современная южная часть прогиба, в позднем плиоцене величина опускания составляет порядка 1-1,2 км, а в антропогене погружение северной зоны (до 0,6 км), южная часть немного отставала в погружении (0,5 км) (рис. 5.6).



Рису 5.6. Схема тектонического районирования миоцен-плиоценового структурного этажа Терско-Сулакского прогиба.

Терско-Сулакский прогиб, являясь частью Терско-Каспийского передового прогиба, входит в единую систему нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, охватывающую и бассейн Каспийского моря, где сейсморазведочными работами и глубоким бурением доказана нефтегазоносность мезозойского комплекса.

5.4. Область Дагестанского клина

Эта область является наиболее приподнятым участком полосы распространения кайнозойских отложений, где произошёл резкий подъем меловых пород в северном и северо-восточном направлении. Отложения кайнозойского возраста, окаймляя этот треугольный выступ, образуют дугу, вершина которой обращена на северо-восток. Среди геологов, изучавших территорию Дагестанского клина особо следует отметить Н.И. Андрусова (1901, 1915), К.П. Калицкого (1908, 1914), А.Д. Архангельского (1927), И.О. Брода (1934, 1938), Н.Б. Вассоевича (1949, 1952), В.Д. Голубятникова (1929, 1930), С.Э. Муссаева (1930, 1957), Н.Ю. Успенскую (1938), А.И. Летавина (1987), В.Л. Галина (1972), Соколова Б.А., Шарафутдинова Ф.Г., Мирзоева Д.А., Сабанаева К.А. и др. Несмотря на многообразие взглядов и различных точек зрения на геологическое строение столь сложного узла Восточного Предкавказья, все сходятся на том, что в пределах Дагестанского клина чётко выделяются три выступа: Сулакский, Эльдамский и Талгинский; Нараттюбинская складчато-надвиговая зона; Катинтауская, Буйнакская, Каранайаульская синклинали; Южно-Дагестанская ступень (Западная, Восточная, Приморская, Морская антиклинальные зоны). Строение каждого из структурных элементов подробно описано в многочисленных трудах исследователей с на-

чала XX века, поэтому здесь приведём некоторые новые представления о тектонике, структурообразующих факторах, складчатости и нефтегазосности описываемого региона. Вершинная часть Дагестанского клина сложенная мезозойскими и палеогеновыми образованиями, вклинивается в Южный борт Терско-Каспийского прогиба, который имеет распространение в пределы бассейна Каспийского моря. Особенности этой области является большая амплитуда поднятий относительно смежных тектонических элементов; резкая внутренняя вертикальная расчленённость; чешуйчато-надвиговая ступенчатость крутых склонов клина; сложное, многоэтапное конседиментационное и постседиментационное развитие структурных форм; интенсивность новейших движений, сформировавших клин в качестве резко выраженного положительного элемента; большое многообразие морфоструктур при контрастном проявлении прямых и обращённых форм, сгруппированных в продольные и поперечные зоны (Сабанаев К.А. 2003). Сложное строение клина предопределено блоково-мозаичным характером доюрского основания и поэтапным его формированием в качестве меняющейся во времени группировки активных блоков, ограниченных пересекающейся системой разноориентированных дислокаций фундамента. О сложности тектонического развития Дагестанского клина свидетельствуют большие изменения толщин и резкая метофаціальная изменчивость слагающих его отложений. Изменение мощностей сопровождается размывами и перерывами в осадконакоплении, которые фиксируются межформационными и внутриформационными стратиграфическими и угловыми несогласиями. Установлено, что максимальная тектоническая активность Дагестанского клина совпала с предпозднеюрским, олигоценным, предакчагыльским периодами значительных восходящих движений, когда происходили и горизонтальные перемещения масс мезозойских пород от внутренней наиболее активной зоны Дагестанского клина во внешнюю его часть. Одним из крупных тектонических элементов, слагающих фронтальную часть Дагестанского клина, является Нараттюбинская складчато-надвиговая зона, характеризующаяся сложным строением, обусловленным несоответствием структурных планов миоценовых и мезозойских отложений. На всём протяжении этой зоны миоценовые отложения имеют преимущественно моноклиальное залегание слоёв (углы падения $25-50^{\circ}$ к осевой части передового прогиба), образуя на отдельных участках антиклинальные складки (Ачису, Махачкала и др.) и структурные террасы (Манас, Тарки, Тернаир, Шамхал-Булак, Чирюрт и др.). В основу представлений о тектонике меловых отложений были заложены данные о резко выраженной дисгармоничности, относительно миоценового структурного этажа, его чешуйчато-ступенчатом погружении от вершинной части Дагестанского клина к осевой части предгорного прогиба. Последнее обуславливалось существованием системы продольных разрывов с падением плоскостей на юг в отличие от миоценовых нарушений с противоположным наклоном поверхностей смесителей. Разрывы в большинстве случаев имеют надвиговой характер с воздыманием южных блоков над северным (Сабанаев К.А. 2003.). Система продольных разрывов и поперечных тектонических нарушений образует блоково-пликативные формы дислокаций. Имеет место пликативно-дизъюнктивные дислокации в мезозойских отложениях внешней зоны Дагестанского клина, подтверждён-

ные результатами поисково-разведочного бурения. Юго-восточнее Дагестанского клина меняет своё простирание Терско-Каспийский передовой прогиб, переходя с субширотного на субмеридиональное. Его западный борт, протягивающийся узкой полосой между горным сооружением Кавказа и Каспийским морем, осложнён рядом линейно вытянутых тектонических элементов, объединённых в Южно-Дагестанскую ступень.

Положение тектонических элементов Предгорного Дагестана, в основном, определяет разрывная тектоника. Поэтому изучение этих образований земной коры имеет важное теоретическое и практическое значение. Все выявленные глубинные разломы по пространственному расположению можно разделить на субширотные, диагональные и поперечные относительно простирания пород (Сабанаев К.А., 1983).

К нарушениям субширотного простирания отнесена Нараттюбинская система разломов. Северный разлом проходит на западном погружении Сулакского выступа между селениями Кишеньяул и Дагбаш. Дальнейшее своё продолжение он находит в районе селения Верхний Чирюрт, где расположены выходы Зурамакентских горячих источников, и через селение Дуржум, Шамхал-Термен следится севернее Махачкалы. Далее этот разлом трассируется в южном направлении вдоль береговой линии по внешнему борту Приморской антиклинальной зоны. Здесь он сопоставляется с Зурама-Манасским линеаментом, выделенным по космоснимкам (Скарятин В.Д. 1983).

Южная ветвь Нараттюбинской системы разломов на западном склоне Дагестанского клина проходит между селением Симсир и горой Амиркорт, испытывая виргацию в междуречье Сулак и Шура-озень, где отделяется от него Кизилбулакский разлом. Смыкаясь восточнее горы Уллутиш, дизъюнктивы проходят вдоль хребта Кара-Тюбе, ограничивая с севера Талгинское поднятие. На юге этот разлом, названный Главным Дербентским, трассируя через Каякентскую, Дузлакскую структуры и восточнее Хошмензильской складки упирается в Самурское поперечное разрывное нарушение (Буторин Г.Д. 1989).

Выражением дизъюнктивной тектоники в мезозойско-кайнозойских отложениях является сама Восточная антиклинальная зона, осложнённая разрывом, указывающим на явные признаки надвигания предгорий в направлении Каспийской котловины. На севере предполагаемый разлом отсекает Талгинский выступ от Махачкалинской складки. Эта ветвь Нараттюбинской системы разломов соответствует Эрпели-Дузлакскому линеаменту, выделенному В.Д. Скарятиным, входящему в региональный Дербентско-Волгоградский линеамент.

Черногорский глубинный разлом выявлен по данным гравиметрических исследований на западном погружении Дагестанского клина между реками Ярык-су и Сала-су и прослежен до г. Буйнакск, где он раздваивается и огибает Талгинский купол. В районе Гок-кутана оба разрывных нарушения сливаются и, пересекая Карабудахкентскую структуру и Салтабакскую террасу, по восточному борту Западной антиклинальной зоны уходят в Южный Дагестан (Сабанаев К.А. 1983).

К дизъюнктивам диагонального простирания следует отнести Сулакский разлом, выделенный по результатам обработки дистанционных мате-

риалов в качестве зоны повышенной трещиноватости, простирающейся от Хунзахской антиклинали до Хадумского купола и далее на 4-5 км к востоку от р. Сулак через селение Нард.

Кумторкалинский диагональный разлом протягивается от селения Ахалты через селение Кумторкала вплоть до бывшего рыбного промысла Караман-5 (Смирнова М.Н. 1973).

Эти разрывные нарушения, по всей вероятности, связаны с развитием Аграхано-Тбилиско-Левантийской сдвиговой зоны, достигающей в ширину несколько десятков километров.

Буйнакский разлом проходит восточнее г. Буйнакск и через Атлыбоюнский перевал протягивается в сторону Каспийского моря и по материалам сейсморазведки разных лет следует в 3 км севернее г. Махачкала.

Экибулакский разлом проходит между старым и новым Чиркеем на р. Сулак в направлении селения Экибулак. По всей вероятности, с этим разрывом связаны сероводородные источники, долгое время функционировавшие в балке р. Исти-Су. Далее разлом не прослеживается, но предположительно он тяготеет к Каспийскому морю в районе Караманских рыбных промыслов.

Из разломов поперечного простирания наиболее характерным является Каспийский, условно считающийся границей между Дагестанским клином и Южными антиклинальными зонами. В строении мезозойских пород ему соответствует резкая изменчивость мощностей отдельных комплексов. По этому разлому проходит осложнение Эльдамского выступа.

С Губденским разрывом, следящимся от сел. Губден и Гурбуки до станции Ачи, связаны локальные структурные осложнения Ачи-су, Агач-Булак, Восточное Ачи-су, Параул и др.

Оценивая структурообразующую роль выявленных и протрассированных дизъюнктивных зон в пределах тектонических выступов (Эльдамский, Талгинский, Сулакский) следует отметить, что главенствующую роль при формировании современной структуры в пределах Дагестанского клина сыграли диагональные и поперечные разломы. В целом, в Предгорном Дагестане структуры мезозойско-кайнозойских отложений формировались под воздействием разрывных нарушений всех трёх ориентировок.

По данным сейсмических и гравиметрических исследований, вдоль внешнего фронта Дагестанского клина под моноклинально залегающей толщей миоценовых слоёв Нараттубинской зоны, меловые отложения дислоцированы в нескольких узких линейно вытянутых и осложнённых антиклинальными перегибами блоков, разделённых крупными нарушениями, надвигового типа. Установлено, чем круче залегает поверхность меловых отложений, тем более выраженный надвиговой характер приобретает тектоника мезозойских отложений. Протяжённость этой дислоцированной зоны, где уже выявлен ряд структур (Шамхал-булак, Махачкала-Тарки, Алмало, Сафаралинская, Северо-Акташская, Димитровская и др.), достигает 150 км при ширине 10-15 км. Длина локальных структур 8-17 км, ширина 3-4 км при высоте 200-600 м. Указанные структуры, представляющие собой систему узких антиклиналей, ступенчато погружаются к осевой части Терско-Каспийского передового прогиба. Особенностью этой зоны является отсутствие синклинальных прогибов и наличие тектонических нарушений, разделяющих антиклинальные

Каждая пластина во фронтальной части и подошве ограничена двумя основными поверхностями надвигания. Одна из них – верхняя (кровельная) падает на север, а другая – нижняя, более пологая (подошвенная) – на юг. Верхняя обычно выходит на дневную поверхность, а нижняя, полого погружаясь, сливается с другими поверхностями нарушения в единую поверхность движения Дагестанского клина на север. Такой двойной характер сочленения надвиговых поверхностей в зарубежной литературе получил название дуплекса.

Каждая пластина сложена образованиями от юры до майкопа. Возможно, что в их строении участвуют и более древние отложения. Поверхностью скольжения пластин служат майкопские глины, галогенные толщи титона и сланцы нижней и средней юры.

Подошвенные поверхности перемещения пластин на различных стратиграфических уровнях меняют свою морфологию от послонных срывов до крутых взбросов. Вероятно, наиболее пологие нарушения приурочены к пластичным глинистым отложениям апт-альба, нижней-средней юры и к соленосной толще титона.

Верхние (кровельные) надвиги зарождаются в толще майкопских глин и в виде послонных перемещений и под значительными углами секут вышележащие толщи вплоть до четвертичных отложений.

Набор пластин и их внутренняя структура несколько изменяется по простиранию. Эти различия позволяют расчленить Предгорный Дагестан с запада на восток на пять сегментов: Черногорский, Сулакский, Губденский, Избербашский и Дербентский, из которых каждый имеет индивидуальную морфологическую характеристику и отделяется друг от друга региональными поперечными разломами (Соборнов К.О. 1988).

В двух центральных сегментах выделяются все три тектонические пластины: Хадум-Эльдамская, Талгинская и Махачкала-Дербентская. В остальных сегментах, расположенных на западном и юго-восточном флангах пояса надвигов присутствуют лишь Хадум-Эльдамская и Махачкала-Дербентская пластины. Надвиговые дислокации, отвечающие Талгинской пластине, в их структуре не получили значительного развития.

Последовательно выступая одна из под другой, надвиговые пластины образуют характерную ступенчатую поверхность мезозойско-эоценовых отложений, погружающуюся в прогиб до глубины 5 км (рис. 5.8). На границах пластин, как правило, отмечается увеличение мощности майкопских глин.

Хадум-Эльдамская пластина является фронтальной частью структур зоны Известнякового Дагестана. В её пределах наиболее крупные поднятия, какими являются Хадумское и Эльдамское, высоко приподняты, а их мезозойские своды эродированы. Гипсометрический уровень мезозойско-эоценовых отложений этой ступени изменяется от плюс 1,2 км (купол Хадум) до минус 2,5 км на её северном погружении в районе г. Буйнакск. Талгинская пластина занимает промежуточное положение между Хадум-Эльдамской и Махачкала-Дербентской. Она почти целиком перекрыта олигоцен-миоценовыми слоями, за исключением купола Талги, где верхнемеловые известняки и палеоцен-эоценовые мергели выходят на поверхность.

В пределах этой пластины мезозойская складчатая поверхность располагается на абсолютных отметках от плюс 850 м в своде Талгинского купола до минус 4,0 км в районе складки Ачи-су.

Махачкала-Дербентская пластина является наиболее погруженной. В её пределах мезозойско-эоценовый комплекс полностью перекрыт мощной олигоцен-неогеновой толщей. Глубина залегания мезозойских образований изменяется от минус 300 м в сводах поднятий Восточной антиклинальной зоны, до минус 4,5 км в районе поднятия Алмало.

Таким образом, приведённый материал свидетельствует об очень сложном и разнообразном тектоническом строении исследуемой территории: от мелких платформенных структур, характерных для северного борта Терско-Сулакского прогиба, до высокоамплитудных орогенных складок Предгорного Дагестана, в формировании которых огромную роль играют разрывные дислокации самых различных кинематических типов: от классических взбросов до хрестоматийных надвигов. Подобные тектонические условия являются благоприятными для формирования простых и сложнопостроенных комбинированных ловушек УВ.

5.5. Геологическое строение западного побережья Среднего Каспия

Основные тектонические особенности области третичных предгорий Дагестана освещены в работах Н.С. Шатского, В.Д. Голубятникова, И.О. Брода, Н.Ю. Успенской, О.К. Леонтьева, П.Н. Куприна Д.В. Несмеянова, В.Л. Галина, М.Ф. Мирчинка и др. Неогеновая складчатая зона Дагестана представляет собой передовые складки северного склона Кавказа. Они располагаются на юго-западном приподнятом и дислоцированном борту Предкавказского прогиба, образуя крупные антиклинальные зоны. Прогнозируемая Морская антиклинальная зона приходится на транзитную зону, которая не охвачена ни геофизическими исследованиями, ни глубоким бурением. Предположение о возможном существовании Морской зоны высказал впервые К. А. Сабанаев (1983) на основании морфогенетического анализа известных структур с использованием геоморфологических исследований О.К. Леонтьева (1959). Повидимому все четыре зоны начали формироваться ещё в ааленское время. В барреме были заложены разделяющие их синклиналильные зоны с одновременным ростом антиклинальных поднятий до неогенового времени, в связи с чем общий тектонический план мезозоя и неогена в предгорьях сходен. Антиклинальные зоны имеют северо-западное простирание, соответствующее общекавказскому простиранию. Отдельные антиклинали в зонах не имеют общей осевой линии и имеют кулисообразное сочленение, это чётко видно Хошмензил-Рукель-Дагогни (Восточная антиклинальная зона), Экендиль-Аджинаур-Балхасхунук (Западная антиклинальная зона), Избербаш-Инче-море (Приморская антиклинальная зона), Восточно-Ачисинская-Манас (Морская антиклинальная зона). Характерной особенностью тектоники антиклинальных зон неогеновых предгорий Дагестана является наличие многочисленных дизъюнктивных дислокаций. В районе Дербента они имеют пологое и спокойное строение и лишь местами осложнены мелкой вторичной складчатостью. Далее к северо-западу в районе Дагогней-Каякента складки

осложнены разломами с надвиганием северо-восточных крыльев на юго-западные. Складки восточной антиклинальной зоны сложены отложениями неогена, только в сводовых частях отдельных поднятий. На крыльях складок развиты породы сарматского яруса.

Тектоническое строение Кусаро-Дивичинского синклинория изучено геофизическими работами и глубоким бурением и располагается на погружении мезозойской и неогеновой складчатой зоны Дагестана. Этот прогиб начал формироваться в верхнем миоцене и в современных очертаниях образовался в плиоцене на месте одноимённой третичной геосинклинали. На северо-западе граница его совпадает с р. Самур. На востоке синклинорий открывается в сторону Каспийского моря. Сложен он мощной толщей кайнозойских отложений, залегающих трансгрессивно на мезозое. Благодаря этому, тектоника третичного комплекса осадков, особенно его верхней части, не отражает структуру мезозойских пород. В юго-западной части синклинория выделяется Прикаспийско-Кубинская зона, являющаяся вплоть до среднего плиоцена передовым прогибом юго-восточного Кавказа (В.Е. Хаин, А.Н. Шарданов, Ф.С. Ахмед-Бейли). С северо-запада Прикаспийско-Кубинская зона окаймляется Тенгинско-Бешбармакским антиклинорием, сложенным мезозойскими породами. К северо-восточному крылу этой крупной структуры тектонически несогласно примыкает полоса третичных образований, прослеживаемых от р. Самур на северо-западе до берега Каспийского моря на юго-востоке, осложнённая Сиазаньским надвигом (В.Е. Хаин и др.). К северо-востоку третичная моноклираль представляет собой широкую полосу более молодых неогеновых образований, до продуктивной толщи (балаханский ярус) включительно, расположенную к северо-востоку от полосы контакта. Прогиб осложнён Кайнардынской антиклиналью протяжённостью более 70 км. и Талабинской складкой сложенными продуктивной толщей, (плиоцен). К северу от Прикаспийско-Кубинской зоны Кусаро-Дивичинский синклинорий в своём верхнем поясе имеет простое строение и характеризуется пологим погружением к северо-востоку пород плиоцена и антропогена. Здесь выделяется два погребённых выступа мезозойских отложений, южный из них Кусарский, северо-восточный – Ялама-Худатский. На продолжении Западной антиклинальной линии Дагестана располагаются Магарамкентская и Хачмасская антиклинали, а на продолжении восточной – Худатская и Яламинская складки. Обе антиклинальные линии имеют юго-восточное простирание и погружаются в том же направлении.

Между Кусарским погребённым поднятием и западной антиклинальной зоной в пределах Кусаро-Дивичинского синклинория вырисовывается прогиб, открывающийся на юго-восток в сторону Каспийского моря, ось которого протягивается с северо-запада на юго-восток. С юга Кусаро-Дивичинский синклинорий ограничен Тенгенско-Бешбармакским антиклинорием, выявленным Н.Б. Вассоевичем и В.Е. Хаиным (1955). Он расположен на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа и протягивается по суше на 90-95 км от р. Карачай до Киязинской косы и ограничен с севера и юга крупными разрывами. Наиболее древними породами, слагающими антиклинорий, являются отложения готерива и баррема. Антиклинорий состоит из двух поднятий (Гюлехская, Чирахская), ядра которых сложены аален-

байосскими породами, а разделяющая их синклиналь – породами титонотерива. В районе Бешбармакского поднятия антиклинорий состоит из одной антиклинали, являющейся продолжением Гюлехской, которая ундулируя образует Советоабадскую брахиантиклиналь, сложенную породами меловой системы, начиная с апта (В.Е. Хаин, А.Н Шарданов, 1954). Она имеет асимметричное строение с крутым (до 60°) северо-восточным крылом. Оба крыла складки нарушены продольными разрывами. Наряду с продольными разрывами складка рассечена рядом поперечных разрывов. Наиболее крупный из них проходит в юго-восточной периклинали складки, окончание которой прослеживается в акватории Каспия.

5.6. Рельеф подводного склона Среднего Каспия

Область Среднего Каспия характеризуется асимметричным строением рельефа дна. В его пределах располагается, как уже было сказано, Дербентская котловина, максимальные глубины которой прижаты к западному берегу и составляют 500 м на расстоянии от берега 23 км. В восточной части Среднего Каспия глубины 200 м встречаются только в 140-160 км от берега. По характеру рельефа западная часть Среднего Каспия делится на две части – материковую отмель и подводный склон глубоководной Дербентской котловины.

Материковая отмель западной части Среднего Каспия делится на три района: Северный – от Махачкалы до Дербента, Дербентский и Южный – от Самура до мыса Амия. Материковая отмель северного района от Махачкалы до Дербента представляет собой довольно широкую и пологую равнину. Ширина материковой отмели на севере достигает 50-60 морских миль, к югу в районе Дербента она сокращается до 12-15 миль. Бровка материковой отмели проходит на глубинах 80-90 м. В южном, Самуро-Дивичинском районе (от Самура до мыса Амия) ширина материковой отмели резко сокращается, местами до 5-6 миль. Самур-Дивичинский район характеризуется максимальными для Среднего Каспия углами наклона, до 2° - $2^{\circ} 30'$ при 30 - $45'$ в пределах материковой отмели. Расположенный между ними Дербентский район занимает среднее, промежуточное положение. Ширина материковой отмели здесь 12-15 миль, а её бровка располагается на глубине 100-110 м. Дербентский район характеризуется наибольшей расчленённостью материковой отмели. Он прорезан серией подводных долин, расположенных на продолжении речных долин суши. Северный участок материковой отмели характеризуется сильной расчленённостью берегового склона. Он расположен в зоне погружения восточной антиклинальной зоны Дагестана и отличается развитием грядовых форм рельефа. В районе от Махачкалы до мыса Буйнак располагается относительно широкая полоса мелководья. Между Махачкалой и Каспийском вдоль берега прослеживается несколько известняковых гряд, имеющих асимметричное строение с обрывистым крылом к берегу. К югу от мыса Турали характер рельефа в общих чертах напоминает северный участок, а к югу от мыса Манас зона гряд заменяется нагромождениями глыб конгломерата. Далее до глубин 9-12 м проходит желобообразное понижение. На всём протяжении побережья до Буйнакской бухты прослеживаются подводные

гряды. Избербаш-Берикейский участок прибрежной части подводного склона отличается большой расчленённостью рельефа. В структурном отношении указанный район представляет собой зону подводного продолжения Восточной антиклинальной зоны Дагестана. На всём продолжении этого района глубины 20 м проходят в 5 км от берега. В районе р. Дарвагчай гряды вновь подходят к берегу. К северу от Самура обнаружен галечниковый вал, соответствующий древней береговой линии. Береговой склон южного Самур-Дивичинского района характеризуется быстрым спадом глубин при пологом характере рельефа. Далее на юг, уступы прослежены в районе Ялама (Б.А. Антонов, 1949) на глубинах 5,5 м, а на Худатском участке берегового склона выявлены четыре песчаных вала.

Результатами работ по изучению строения подводного склона западной части Среднего Каспия под руководством И.О. Брода (1935, 1946, 1948) оконтурены подводные части Махачкалинской, Манасской, Ачисинской, Избербашской, Каякентской и Берикейской структур, исследованы выходы коренных пород на дне моря в Дербентском районе. Группой исследователей (О.К. Леонтьев, П.Н. Куприн и др.) при консультации И.О. Брода была составлена геолого-структурная карта Дагестанского побережья в масштабе 1:100 000. По данным указанных исследователей, в море находится значительная часть Избербашской структуры и северо-восточные крылья Каякентской и Берикейской складок. В дальнейшем подтвердилось, что Избербашская структура состоит из двух частей: основной, которая располагается на продолжении Восточной антиклинальной зоны Дагестана, и вторичной, образовавшейся в результате взброса, секущего складку в направлении с северо-запада на юго-восток, причём, северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное. Основная часть складки имеет куполообразную форму, взброшенная представляет собой вытянутую по длинной оси асимметричную брахиантиклиналь. Основное подвзбросовое поднятие располагается в районе ст. Изберга и Инчхе. Ось этого поднятия постепенно погружается в южном направлении, а в районе ст. Инчхе отмечается пологий прогиб, отделяющий это поднятие от Каякентской структуры. Южнее в море располагаются крылья Каякентской и Берикейской структур, Позднее, результатами сейсморазведочных работ получено подтверждение о существовании самостоятельной структуры Инчхе-море (И.Г. Медовский), в которой открыты залежи нефти и газа, в миоценовых отложениях. Вдоль крайней западной части Среднего Каспия, в пределах Дагестанского побережья, в море находят своё продолжение область третичной складчатости Дагестана. В северной части Дагестанского побережья в море располагается часть северо-восточного крыла Махачкалинской складки, а южнее – периферийные участки Манасской структурной террасы и структуры Ачи-су-море (В.Н. Мартиросян, 1998). Южнее Берикея, составной частью Восточной антиклинальной зоны являются структуры Дузлак, Дагогни, Рукель, Хошмензил, в которых были выявлены небольшие залежи нефти и газа в нижнемеловых и хадумских отложениях. Далее на юг прослеживается Дербентская котловина, а на территории Азербайджана – Кусаро-Дивичинский синклиниорий, описанный выше.

Таким образом, в тектоническом отношении Средний Каспий представляет собой сложное сооружение, западную и северо-западную часть ко-

того охватывает область Дербентской котловины и подводный склон Дагестанского побережья Предкавказского краевого прогиба. Ось этого прогиба протягивается вдоль современной зоны третичной складчатости Предкавказья.

Область прибрежной части Дагестана, как и вся зона третичной складчатости, представляет собой дислоцированное и приподнятое геосинклинальное окончание этого прогиба. Область же Терско-Кумской депрессии и Дербентской котловины относятся к платформенному склону прогиба. Расположенная южнее Кусаро-Дивичинская часть подводного склона Среднего Каспия представляет собой часть периклинального прогиба юго-восточного Кавказа и характеризуется резко выраженными отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Наконец, в крайней юго-западной части Среднего Каспия находит своё продолжение зона Главного Кавказского хребта. Таким образом, подводный склон Каспия имеет сложное строение и в геоморфологическом плане. Он делится на три ступенчато расположенные впадины низшего порядка: Северо-Каспийскую, Средне-Каспийскую и Южно-Каспийскую. Северо-Каспийская впадина, будучи плоскодонной, является частью обширной области прогибания на юго-востоке Русской платформы, имеющей разновозрастной фундамент. Максимальная глубина Каспия здесь не превышает 20 м. Средне-Каспийская впадина занимает центральную часть Каспия и отделяется от Северо-Каспийской погребённым краем Карпинского. Наиболее глубокие участки этой впадины - против Дербента. В юго-восточной крутой и глубокой части она является типичным предгорным прогибом, в северо-западной, относительно пологой и не глубокой части, представляет собой южный склон эпигерцинской платформы. Южно-Каспийская впадина отделяется от Средне-Каспийской, Апшероно-Челекентским порогом. Южный склон его крутой и расчленённый. Восточный борт впадины сливается с Западно-Туркменской, а западный - с Куринской межгорной депрессией. Восточный борт Южнокаспийской впадины значительно положе и шире западного. По данным В.Ф. Соловьёва к югу от Апшероно-Челекентского порога она характеризуется сильно расчленённым рельефом. Установлено наличие целого ряда подводных кряжей, разделённых узкими глубокими долинами. Относительная высота кряжа достигает 500 м. Кряжи вытянуты в субмеридиональном направлении и в большинстве случаев сконцентрированы в западной половине впадины. Есть основания предполагать, что они являются ответвлениями системы Большого Кавказа в поздней стадии его развития. Уваловидные кряжи отражают крупные складчатые структурные элементы - антиклинории, а долины - синклинальные прогибы. Подобно складчатым системам юго-восточного окончания Большого Кавказа антиклинории Южно-Каспийской впадины осложнены чётковидно расположенными локальными поднятиями, а в ряде случаев несущими следы грязевого вулканизма. В связи с открытием крупных залежей нефти и газа в Южно-Каспийской впадине детально изучена не только геология и нефтегазоносность осадочного комплекса, но и условия формирования современных осадков. В пределах Южно-Каспийской впадины наиболее древними породами, вскрытыми скважинами являются отложения сеномана со вскрытой мощностью более 200 м. Выше следуют отложения турона, мощностью около

100 м, коньяка – 80 м, сантона – 250 м, компана-маастрихта – 150 м. Датский ярус представлен глинисто-мергельной толщей до 100 м. Здесь широкое развитие имеют отложения неогена, а в отдельных случаях разрез начинается с палеоцена, мощностью 150 м. Мощность же майкопской серии достигает 500 м, среднего миоцена – 400 м, верхнего миоцена 250 м. Выше карагана до мзотиса включительно именуется диатомовыми слоями, мощностью более 500 м. Отложения понтического яруса, с которых начинается разрез плиоцена, состоят из глин мощностью до 350 м. Среднеплиоценовые отложения, известные под названием продуктивной толщи в Азербайджане и красной толщи в Туркмении, а в последнее время включённые в стратиграфическую шкалу как балаханский ярус является основным нефтегазоносным комплексом в Южно-Каспийской впадине. Группируясь в различные пачки эти алевролиты, пески и песчаники различной мощности, образуют свиты, получившие на Апшеронском полуострове и морских площадях следующие наименования снизу вверх: калинская (КАС), подкирмакинская (ПК), кирмакинская (КС), надкирмакинская песчаная (НКП), надкирмакинская глинистая (НКГ), свита перерыва или средний отдел, балаханская, сабунчинская и сураханская. Мощность отложений балаханского яруса в Южно-Каспийской впадине превышает 3500 м. Верхний плиоцен представлен двумя ярусами – ачкагыльским и апшеронским с общей мощностью 850 м. Значительное распространение здесь имеют отложения антропогеновой системы. В их разрезе выделяются бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы. Мощность их варьирует от 200 до 1000 м. В западной части бассейна процесс седиментации имеет более интенсивный характер, чем в восточной. В составе современных осадков Южного Каспия выделены следующие типы: глинистый ил, ил, известняковый ил, песчанистый ил, илистый песок, оолитовый песок, галечник, конкреции и камни (В.П. Батулин, Е.К. Капылова).

Тектоника Южного Каспия тесно связана с Куринской и Западно-Туркменской депрессиями, которые вместе составляют единый внутриконтинентальный прогиб, окружённый со всех сторон складчатыми системами Большого Кавказа, Большого Балхана, Копетдага, Эльбруса, Галыша и Малого Кавказа. Интенсивное погружение этого прогиба началось в первой половине неогена и продолжается до настоящего времени. В области современного Апшероно-Челекенского порога в конце альпийского цикла тектогенеза часть юго-восточного Кавказа и северо-западного Балхана была вовлечена в общее погружение и превратилась в подводную перемычку между южной и средней впадинами Каспия. В крупном плане внутриконтинентальный межгорный прогиб представляет собой замкнутый мегасинклиорий, южно-каспийская часть которого оказалась наиболее прогнутой. Детали строения центральной части Южно-Каспийской впадины изучены недостаточно из-за больших глубин моря.

Глава 6.

Происхождение и история геологического развития впадины Каспийского моря

Вопросам истории геологического развития Каспийского моря и его происхождения посвящено большое количество работ известных исследователей: Г.В. Аби́ха, А.П. Карпинского, Н.И. Андрусова, И.М. Губкина, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, М.В. Мирчинка, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, О.К. Леонтьева, К.А. Амзаде, Г.Х. Дикенштейна, Я.П. Моловицкого, А.Н. Якубова, А.Л. Яншина, Х.Б. Юсуфзаде, Л.И. Лебедева и др.

Установлено, что для геологической истории Каспийского моря характерно взаимодействие двух тенденций развития: субширотной зональности, связанной с развитием складчатых зон Тетиса, и субмеридиональной зоны прогибания, связанной с Каспийской впадиной и Уралидами. О наличии тенденции к прогибанию в субмеридиональном направлении в пермское время, связанной с существованием Каспийского прогиба, указывал ещё А.П. Карпинский, исходя из особенности тектоники юго-восточной части Русской платформы. М.В. Клёнова связывала образование древнего субмеридионального позднепалеозойского Каспийского прогиба с палеозойским прогибанием восточной части Русской платформы и Урала. Древняя меридиональная Каспийская депрессия относится к глубоким дислокациям, которые охватывают и платформы, и складчатые области. (Н.С. Шатский, 1948). Этим и объясняется то обстоятельство, что воды Каспийского моря покрывают разнородные структурные элементы: часть южной окраины Русской платформы, часть эпипалеозойской плиты с более молодым чехлом, а также альпийскую геосинклинальную область Юга России. Как известно, Русская платформа сформировалась к концу докембрия в ходе нескольких продолжительных этапов геологического развития. Каждый этап состоял из периодов сравнительно спокойного развития, в течение которого происходило интенсивное накопление осадочных толщ, затем отложенные осадки сминались в складки и прорывались интрузиями магмы. Установлено, что депрессия, занятая в настоящее время водами Каспийского моря является очень древним структурным элементом земной коры (докембрийского возраста) и особенно ясно проявилась в палеозое во время герцинской складчатости. В процессе своего развития эта меридиональная депрессия неоднократно пересекалась структурами субширотного направления. Поперечной субширотной структурой, имевшей отношение к бассейну Каспийского моря, является вторичная геосинклиналь Донецкого бассейна. На участках прогибов, пересекающихся с геосинклинальными впадинами, образуются наиболее глубокие части морских бассейнов, а на пересечении прогибов и поднятий возникают мелководья с сильно изрезанным рельефом, образование которых связано с перестройкой структурного плана данного участка земной коры.

6.1. История геологического развития Российского сектора Каспийского моря в доюрское время

Несмотря на обширный объём проведённых исследований на территории, как на море, так и на суше Прикаспийского региона, нет даже единой схемы стратиграфических подразделений для западных и восточных берегов Каспийского моря. Поэтому судить о геологическом развитии Каспийской впадины приходится по очень разнородному и неполному материалу. Всё же, используя результаты исследований по геологическому строению побережий Каспийского моря Н.С. Скорняковой, В.Г. Рихтера, М.В. Кленовой, Б.П. Жижченко, В.П. Колесникова, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Д.В. Дробышева, К.А. Ализаде, М.П. Казакова, И.А. Резинова, М.Н. Смирновой, В.Л. Галина, А.И. Летавина и др., удалось восстановить историю геологического развития начиная с доюрского времени. По мнению некоторых учёных (М.Н. Страхов, 1948), размеры Русской платформы в конце докембрия не совпадают с современными. В частности, на юге в состав платформы входила полоса, ныне занятая Донецким бассейном и его продолжением до Мангышлака. К началу палеозоя территория, занятая современным Каспийским морем, являлась неоднородной: меньшая, северная часть её располагалась в пределах Русской платформы, а большая - южная часть находилась в области обширной палеосинклинали. С начала палеозоя более подвижной была северная часть его синклинальной области, находившейся в рамках современной эпигерцинской платформы, вследствие чего она быстрее превратилась в жёсткое платформенное тело (М.Н. Страхов, 1948). Менее подвижная южная её часть, располагавшаяся в пределах современной альпийской зоны запоздала в своём развитии. По мнению В.Е. Хаина и др. в докембрии выделяется два самостоятельных цикла геотектонического развития: архейский и протерозойский, где имел место слабый метаморфизм.

Мощность докембрийских образований на Кавказе составляет несколько тысяч метров. В некоторых местах они трансгрессивно перекрываются отложениями палеозоя. Отложения нижнего палеозоя (кембрий, силур) в прилегающей к Каспию суше имеют более широкое распространение. Они обнаружены на Эльбрусе (Богданович, 1890), представленные толщей метаморфизированных сланцев с видимой мощностью 200 м. Главная область распространения палеозоя расположена в пределах Передового хребта высотой в 280 км от р. Белой – на западе до р. Чегем на востоке. Отдельные выходы палеозоя обнаружены вдоль южного склона Главного хребта и в пределах Сванетии. Общая мощность нижнего палеозоя порядка 4700 м. В пределах Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадины нижнепалеозойские отложения не вскрыты скважинами. Однако, этот факт не говорит об их отсутствии в разрезах указанных впадин. Этот вопрос ждёт своего решения. Таким образом, достоверные отложения кембрийской и силурийской систем в обрамляющей Каспий суше известны лишь в пределах Большого Кавказа и на Южном Урале. Вследствие этого говорить о геологических условиях нижнепалеозойского времени чрезвычайно затруднительно для геологической истории Каспия. Можно лишь предположить, что в нижнепалеозойское время область, занятая современным Каспием, была покрыта морем, но не глубоко

ким. Процесс осадконакопления в нём сопровождался усиленной вулканической деятельностью, продукты которой отложились вместе с нормальными осадками. В среднем кембрие открытое море распространилось ещё шире и отложило карбонатные осадки до Дзерульского массива (В.Н. Робинсон). История верхнего кембрия и ордовика слабо изучена. Известно лишь, что в эти эпохи отложились осадки мощностью 2000 м, причём, палеонтологически не охарактеризованных (кварциты, метаморфические сланцы). Мощная толща песчано-глинистых осадков нижней части верхнего силура указывает на продолжительное существование в это время мелкого моря. Лишь в конце эпохи стали отлагаться карбонатные отложения в различных по фауне фациях. Отложения девона в пределах окружающей Каспий суши встречены на Эльбрусе, на Малом и Большом Кавказе. Нижняя часть разреза девона по данным (Богданович (1890) и др.) и др. сложена немой континентальной красноцветной толщей, представленной глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками и кварцитами. Эта толща мощностью 150-600 м на Эльбрусе перекрывается маломощными серыми и коричневыми известняками с верхнедевонской фауной, что свидетельствует о распространении континентальных условий, то есть с морской трансгрессией. Отложения среднего и верхнего девона на Малом Кавказе представлены толщей переслаивающихся тёмно-серых известняков, сланцев, песчаников и кварцитов (К.Н. Паффенгольц, Ш.А. Азизбеков, 1952). общая мощность среднего и верхнего девона составляет около 1400 м. Отложения нижнего девона в изученных районах Малого Кавказа не обнаружены, а верхний девон согласно перекрывается карбоном. На Северном Кавказе девон представлен тремя отделами общей мощностью около 3000 м (В.Н. Робинсон, 1947). В течение нижнего и среднего девона преобладают условия седиментации в мелководной и прибрежной зонах моря при непрерывных колебательных движениях, о чём свидетельствует чередование туфов и туфогенных пород с песчано-глинистыми отложениями, а затем с карбонатными осадками. В верхнем девоне морской режим достигает наибольшего развития и происходит отложение карбонатных, а затем мелкообломочных терригенных осадков. Область поднятия и сноса в течение всего девона располагалась на северо-востоке, в пределах современного Предкавказья, и только в среднем девоне она испытала некоторое расширение к югу (В.Н. Робинсон). На Кавказе намечается несколько зон поднятий и опусканий. Области поднятий намечаются в пределах современного Предкавказья (Кисловодск) и в центральной части Главного хребта. При этом Предкавказская область поднятия охватывала центральную часть современного Среднего Каспия и, возможно, продолжалась в пределах современного Южного Каспия. По данным С.А. Трескинского (1946) известняки верхнего девона согласно перекрываются толщей каменноугольных известняков, мощность которых достигает нескольких сотен метров и в которой отсутствуют заметные следы несогласий. Отложения карбона представлены мощной (1400-1500 м) толщей известняков, не содержащих заметных следов перерыва (К.Н. Паффенгольц, 1952). Отложения карбона вскрыты большим количеством скважин в Ставрополье на площадях Мектебской и Сафаралиевско-Курганамурской зонах, а также в Равнинном Дагестане (Прикумская группа поднятий) на площадях Граничная, Бажиган, Майская, Леваневская, Агасиев-

ская, Эмировская, Сухокумская и др. Характерной особенностью пород карбона является их значительная метаморфизация и дислоцированность. Залегают они на площади Граничная, на глубинах 3710-3920 м. и несогласно перекрываются отложениями неокома и мальма. Породы карбона имеют широкое распространение на рассматриваемой территории и связаны с древними выступами фундамента, где часто отсутствуют отложения перми и триаса. Они согласно залегают на девоне и согласно перекрываются пермскими известняками. Отложения нижнего карбона в пределах Северного Кавказа имеют иной характер, состоят из трёх серий, соответствующих турне, вize и намюрскому ярусам. Общая мощность нижнего карбона около 4900 м. Средний и верхний карбон, представленный континентально-лагуинными отложениями, отделён от нижнего карбона значительным перерывом и сложен двумя свитами: нижний – песчано-глинистой и верхний – свитой конгломератов и песчаников с включениями кварцевых парфиров. Общая мощность среднего и верхнего карбона составляет около 1600 м. Следует отметить, что отложения визейского яруса в зоне Главного хребта залегают трансгрессивно на более древних образованиях и содержат гальку, гнейсы и граниты. По всей вероятности, между турне и вize имело место значительное поднятие, сменившееся затем опусканием и трансгрессией моря. Конец намюрского века ознаменовался накоплением толщи глыбовых конгломератов, чередующихся с песчаниками. Мощность конгломератов увеличивается с севера на юг и указывает на появление области сноса на юге в пределах подвижной зоны Главного хребта. Допускается, что источником сноса материала являлась область современной Кубано-Терской депрессии и передового прогиба Кавказа. В настоящее время каменноугольные отложения были вскрыты в ряде опорных и разведочных скважин на западном побережье Каспия, в районе Промысловской площади и к западу от неё. Они представлены здесь тёмно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов. Вскрытая мощность их составляет около 200 м. На размытой поверхности этих отложений в районе Промысловской площади залегают нижняя юра, представленная тёмно-серыми очень плотными глинами. В разрезах скважин Промысловской площади пермо-триас отсутствует, что свидетельствует о том, что в этом районе располагалась в карбоне горная страна, подвергшаяся интенсивному размыву. Следы размыва каменноугольных отложений обнаружены в опорной Астраханской скважине. Здесь в артинских песчаниках и гравелитах, среди обломков кварца, эффузивов и туфов основной и кислой магмы, метаморфических сланцев и аргилитов, встречены также обломки разнообразных известняков с остатками микрофауны и водорослей, позволяющих определить их возраст. По мнению А.В. Копелиович, эти отложения снесены с герцинского горно-складчатого сооружения, располагавшегося южнее Астрахани, а нижнепермские - формировались в условиях передового прогиба развившегося севернее указанного горного сооружения.

На Северном Кавказе присутствуют оба отдела пермских отложений (С.Н. Робинсон, 1947). Нижняя пермь представлена двумя континентальными толщами, разделённые перерывом: нижний- красноцветный (песчаники, эффузивы) и верхний- буроватые конгломераты, брекчии, песчаники). Общая мощность нижней перми достигает 4000м. Верхняя пермь выражена морски-

ми осадками мощностью около 800 м. В начале верхнепермской эпохи произошло обширное опускание, обусловившее трансгрессию моря. В конце верхней перми и в начале нижнего триаса произошли крупные тектонические движения, приведшие к поднятию этой области. Последующее опускание и трансгрессия моря произошла лишь в середине эпохи нижнего триаса. Достоверные пермские (кунгурские и артинские) отложения вскрыты в опорной скважине 4Р-Астрахань, где мощность их установлена в пределах 337 м. Общая видимая мощность пермских отложений составляет 2100-2600 м (В.В. Мокринский). Отложения триаса известны в Эльбрусе, на Малом и Большом Кавказе и представлены всеми тремя отделами, сложенными мощной толщей известняков, а в верхней части - доломитов. Общая мощность триаса здесь достигает 2000 м. Наиболее полно отложения триаса развиты на Северном Кавказе в зоне передового прогиба. Триасовые отложения в Восточном Предкавказье со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают подстилающие слои от размытой поверхности нефтекумской свиты до карбона, включительно (Ф.Г. Шарафутдинов и др., 1978). До начала нижнетриасовой трансгрессии существовал длительный континентальный период, во время которого в зоне передового хребта были размыты толщи пермских и более древних отложений. В объеме нижнетриасовых отложений фаунистически доказан в Равнинном Дагестане лишь оленекский ярус (Кочубейская площадь). Средний триас здесь представлен анизийским ярусом (Восточно-Сухокумская площадь), а верхний триас ногайской свитой (Сабанаев К.А. 2003).

Скудные фактические данные по палеозойским образованиям в пределах обрамляющей Каспий суши, дают возможность восстановить, хотя бы в общих чертах, схему строения области к концу герцинского этапа развития. В конце этого этапа в пределах современной Каспийской впадины обозначились три крупных структурных элемента: северо-восточная часть Северного Каспия, входящая в состав юго-восточной оконечности Русской платформы; эпигерцинская платформенная область, занимающая большую часть Среднего Каспия и южную часть Северного Каспия; альпийская геосинклинальная область, включающая прибрежную полосу западного побережья Среднего Каспия и весь Южный Каспий. Эти три главных структурных элемента существуют и до настоящего времени. В той части Каспийского моря и прилегающей к ней суши, которая входит в состав эпигерцинской платформы с более молодым чехлом, располагалась горная страна, подвергшаяся интенсивной денудации. К северу от упомянутой горной страны, в пределах альпийской геосинклинали, устанавливается наличие не менее двух геосинклинальных бассейна, разделённых геоантиклиналью. Один из них располагается в области Северного Кавказа, другой – в южной части Закавказья. Между ними, от южных склонов современного Главного хребта и до северного склона Малого Кавказа включительно, располагалась указанная выше геоантиклинальная область, подвергшаяся размыву.

6.2. Геологическое развитие Российского сектора Каспийской впадины в мезозойское время

Горообразовательные процессы конца триаса (древнекиммерийская фаза) и общес поднятие материков привели к тому, что в пределах обрамления современной Каспийской впадины в начале нижне-юрского времени преобладала суша. Лейасские отложения везде залегают несогласно, а местами трансгрессивно на нижележащих породах. На западном побережье Каспия в основании нижнеюрских пород залегают конгломераты, сменяющиеся кверху маломощной угленосной толщей песчаников и глин с пластинами угля. Мощность лейассовых обломочных осадков достигает 10 км, что свидетельствует о близости источника сноса. Нижнеюрская трансгрессия достигает максимума в среднем лейасе, где они сложены тёмными глинистыми осадками, превратившиеся в чёрные сланцы за счёт метаморфизма (площадь Мугри в Дагестане). Появление более крупнозернистых осадков нижней юры наблюдается по направлению к берегу Каспийского моря (Конюхов, 1959). Линии равных мощностей нижней юры срезаются современной береговой линией моря. В верхах лейаса – в тоарский и ааленский века общие закономерности распределения осадков и общий структурный план западного обрамления Каспийской впадины сохраняются. Разрез опесчанивается, обогащается железом и карбонатами, появляются сидериты и мергельные конкреции, свидетельствующие о некотором замедлении темпов накопления осадков и смягчении рельефов суши. Северная часть обрамления Каспийского моря, располагавшаяся в области платформы в нижнеюрское время представляла собой преимущественно сушу, на которой отлагались озерно-болотные песчано-глинистые осадки (Казаков, Чарыгин и др., 1958). В Терско-Кумском районе тоар-ааленские отложения имеют мощность 550 м., Они вскрыты на ряде площадей Ставрополя и Равнинного Дагестана – Русский хутор, Мектебская, Граничная, Бажиган, Агасиевская и др. Анализ фаций и мощностей нижнеюрских отложений в обрамлении впадины Каспийского моря представляет собой сушу (рис. 6.1).

В Северном Каспии протягивалась по направлению к северо-западу горная цепь герцинского возраста, состоящая из многочисленных возвышенностей и впадин. Характерной особенностью рельефа является вытянутость элементов рельефа в северо-восточном субмеридиональном направлении. Эти направления унаследованы, очевидно, от более древних этапов развития восточной части Русской платформы. В южной части Каспийской впадины прогибания были интенсивны к юго-западу, от герцинских сооружений и прилегающей к ним Среднекаспийской платформы. Область максимального прогибания была приурочена к Апшеронскому порогу. Вторая область прогибания, по видимому, имела продолжение в юго-западной части Каспийского бассейна, где мощность континентальных угленосных отложений достигает 2000 м. Нижнеюрская трансгрессия, наступавшая с запада и юга из геосинклинальной области, постепенно продвигалась к северу, захватывая отдельные участки эпигерцинской платформы и размывая герцинские горные сооружения. Несмотря на значительную амплитуду, прогибание в области западного побережья Каспия, образовавшиеся бассейны, не были очень глу-

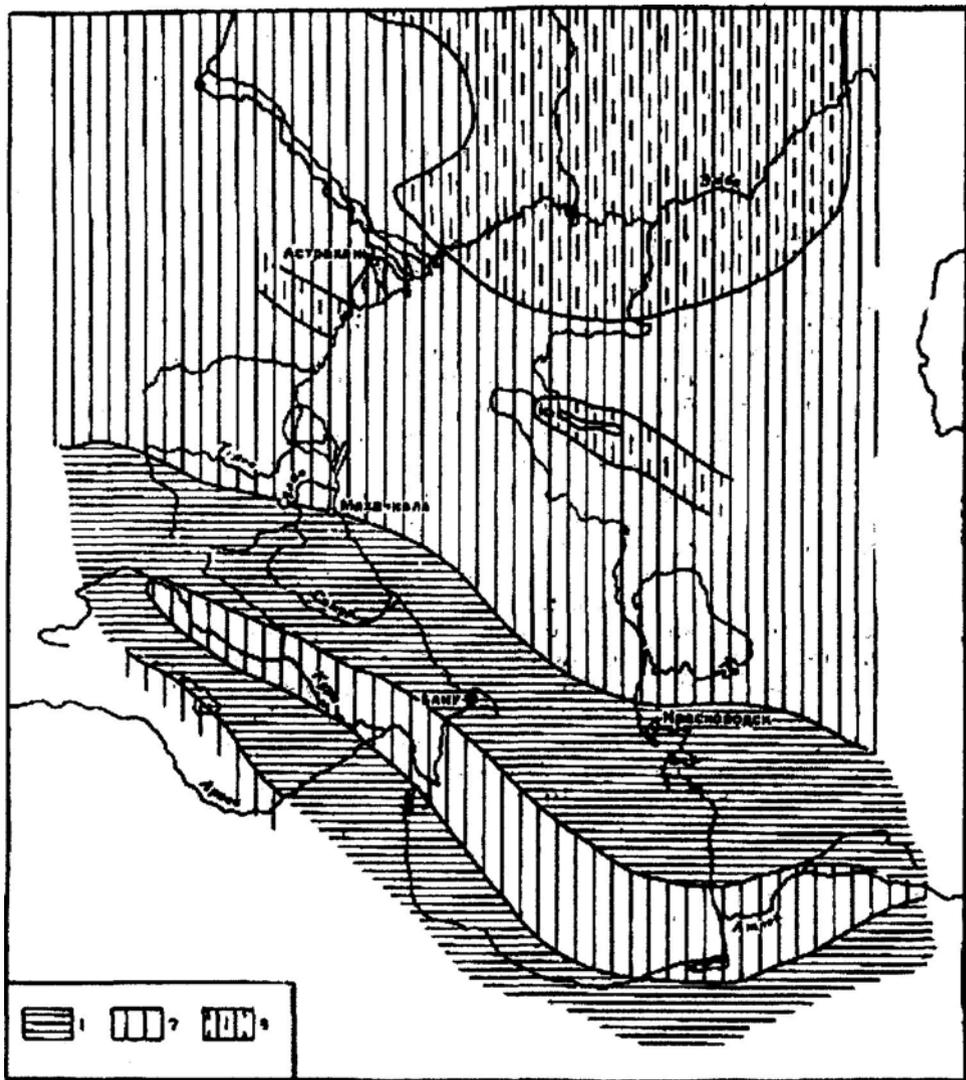


Рис. 6.1. Фации нижнеюрских отложений Каспийской впадины (по Н.С. Скорняковой и др.).

- 1 — море в геосинклинальных областях; 2 — суша;
 3 — области накопления континентальных осадков

боками. Смена песчаников глинами произошла в связи с выравниванием герцинской суши и замкнутостью бассейна, куда текущие реки (Волга, Урал, Терек, Кума и др.) выносили большое количество глинистого материала.

В средней юре общий тектонический план западного побережья Каспийского моря существенно не изменен. Северо-Кавказская геосинклиналь по-прежнему сохранила северо-западное – юго-восточное простирание, область максимального прогибания по сравнению с нижней юрой переместилась к западу (рис. 6.2).



Рис.6.2 Мощность среднеюрских отложений (байос-бат).

В районе Дагестанского побережья верхнеалаянские отложения согласно переходят в байосские, сохраняя тот же фациальный состав (Талги, Иргартбаш, Миатли). Только в Боковом хребте отложения байоса представлены глинистыми сланцами, глинами и алевролитами. Более крупнозернистые осадки, как в нижней юре, появляются по направлению на север. Максимальные мощности байоса (2300-2400 м) отмечены на хребте Лес, а в сторону Каспия, мощности уменьшаются (Конюхов, 1959). Прослои песчаников в отложениях байоса вновь появляются в южном Дагестане на синклинали между Куруш-Конахкендским и Базардюзю-Джиминским антиклинориями в хиналугской свите Дагестана (Абрамов Ш.С., 1968). Аналогичный характер носят батские отложения, в которых в пределах Дагестана появляются прослои и конкреции мергелей и глинистых сидеритов. Максимальная мощность батских отложений в Северо-Западном Дагестане достигает 1380 м. По направлению на восток мощности сильно уменьшаются. В восточной части

Предкавказья, на значительном участке Среднего Каспия существовала суша. Далее к северу, близ западного побережья в северной части Каспия, средняя юра представлена песчано-глинистыми отложениями с большим количеством растительных осадков. В районе Промысловой площади общая мощность среднеюрских отложений 800-850 м (Безбородов, Брод и др., 1958). Невелика мощность их и в Астраханской области, здесь они представлены терригенными породами, содержащим морскую фауну. Они залегают на размытой поверхности верхнего палеозоя. Трансгрессия среднеюрского моря Прикаспийской впадины связана с проявлением нисходящих движений меридионального направления. В северной части Среднего Каспия сохранялась суша и среднеюрские отложения представлены песчаниками и глинами с прослоями угля. Меридиональное прогибание охватило не только северную часть Прикаспийской депрессии, но и частично область эпигерцинской платформы на дне северной части Среднего Каспия (площади Хвалынская, Хазарская и др.).

Таким образом, в среднеюрское время произошла некоторая перестройка тектонического плана Каспийской впадины, что связано с проявлением геоантиклинальных зон на месте прежних прогибов близ западного побережья Каспийского моря, то есть с явлениями инверсии в районе Кавказа. Южная часть Каспийского моря, как и ранее, находилась в пределах зоны максимального прогибания.

В первую половину верхнеюрской эпохи происходит дальнейшее расширение трансгрессии, максимальных значений которых достигает в келловей-киммериджское время. В районе западного побережья Каспийского моря, особенно в Дагестане, продолжались горообразовательные движения, и здесь отложения келловей, представленные алевритово-песчаными и глинистыми осадками с отдельными прослоями известняков и доломитов трансгрессивно и несогласно залегающие на более древние горизонты юры. Мощности келловей на разведанных площадях западного побережья Каспия (Дагестан) не превышает 200 м (Дагогни, Дузлак). Оксфордские отложения представлены здесь маломощными известняками, доломитами. Местами доломиты и брекчевидные известняки лузитана перекрываются гипсоносными осадками (Конюхов, 1956). Киммеридж-титонские отложения состоят преимущественно из оолитовых и органогенных обломочных известняков с прослоями кристаллических известняков и доломитов. В Центральном Дагестане мощность этих отложений не превышает 350-370 м. В Восточном Дагестане киммеридж-титонские отложения сопровождаются пёстроцветными гипсоносными глинами. В приморской полосе Дагестана от разведочной площади Айри-Тюбе на юг и Южно-Дагестанской ступени верхнеюрские отложения отсутствуют (Сабанаев К.А. 1983). На территории Азербайджана они встречены в виде валунов в более молодых отложениях на Килязинской косе. В киммериджское время начинается общая регрессия моря. В титоне накапливались известняково-доломитовые гипсоносные и красноцветные лагунно-континентальные отложения. Мощность титонских отложений изменяется от 65 до 1300 м. В Северном Дагестане область максимального прогибания продолжает смещаться к северо-западу. В лузитанское время происходит некоторое расширение морского бассейна, а в киммеридже начинается регрессия.

Приморская часть Дагестана и Предкавказье в верхнеюрское время представляла собой сушу. По всему северному обрамлению Каспийского моря верхняя юра представлена морскими осадками, в значительной степени известковыми глинами и известняками, которые фаунистически хорошо охарактеризованы (аммониты, пелециподы). Близ побережья Каспийского моря к северу от Дагестана осадки верхней юры обнаружены в скважинах площадей Церкертинская (Калмыкия), Джанай, Промысловая (Астраханская область). В основании этих отложений здесь залегают песчаники с кальцитовым и глинистым цементом, сменяющимися доломитами и оолитово-органогенными известняками общей мощностью 132 м. На Промысловой площади вся толща верхней юры представлена глинами и лишь внизу встречаются отдельные прослойки песчаников. В Астраханских сверхглубоких девонских скважинах келловей представлен глинами с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников, известняков и сидеритов (Ильин Ф.М. 2002). Киммеридж-оксфордские отложения представлены глинами и песчаниками отличающиеся большой карбонатностью, с прослоями сидерита, содержащие растительные остатки. На размытой поверхности киммеридж-оксфордских отложений в вышеуказанных скважинах Астраханской области залегает верхневожский ярус, представленный карбонатным песчаником и слоистыми глинами. Мощность этих отложений не превышает 500 м. Таким образом, морские осадки, отлагавшиеся в верхнеюрское время к северу от Каспийского моря принадлежат к иным фациям, чем к югу от Среднекаспийской суши. Они сопоставляются с фациями района Эмба. Из этого следует, что северная часть обрамления Каспийского моря в верхнеюрское время характеризуется колебательными движениями различного знака. В начале юры море наступало. Максимальная трансгрессия наблюдалась в киммеридже, затем произошло поднятие и размыв этих осадков (Страхов, 1948). связанные с киммерийской складчатостью. Вместе с тем есть основание полагать, что Среднекаспийская суша, обозначившаяся в предшествующее время, как эпигерцинская платформа, продолжала существовать. Усилившиеся движения меридионального направления обусловили проникновение морских вод в северную часть Каспийской впадины, на что указывает распространение мелководных морских осадков в районе северо-западного побережья Каспия.

Таким образом, во время верхнеюрской трансгрессии во впадине Каспия появились многочисленные острова, а ось меридионального прогиба проходила в восточной части впадины несколько изгибаясь при пересечении её с остатками герцинских складчатых сооружений. В районе Предкавказья максимальные прогибания происходили вдали от Каспийской впадины. Мощности верхней юры не превышают 1000 м. По мнению Н.М. Страхова (1948г.) к концу верхнеюрской эпохи почти восстановился палеогеографический режим лейаса.

В геологической истории развития земной коры на Северном Кавказе нижнемеловая эпоха характеризуется регрессией моря. В конце нижнего мела (апт-альб) начинаются небольшие трансгрессии (рис.6.3). На границе нижнего и верхнего мела наблюдаются орогенические движения и в верхнем мелу – обширная трансгрессия. Валанжинский ярус встречается в Южном, Центральном и Северном Дагестане, причём в двух последних районах он залегает

ет согласно на известняках титона. Мощность валанжина в Северном Дагестане колеблется от 20 до 140 м, а в Азербайджане (Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий) достигает до 1000 м. Он обычно трансгрессивно залегает на различных горизонтах юры. К северу от Дагестана в районе Предкавказья и северного побережья Каспийского моря отложения валанжина не выделены (рис.6.4). Во многих местах отложения валанжинского яруса размыты, а на некоторых куполах от валанжина сохранились только мало-мощные песчаные пласты с глауконитом, гальками желваками фосфоритов. Валанжин имеет распространение небольшой мощностью (до 56 м) в Мангышлаке, Туаркыре представлен глинами и мергелями с прослоями светлых песчаников и включениями гипса. На западном побережье Каспийского моря в готериве продолжались интенсивные поднятия. На территории Малого

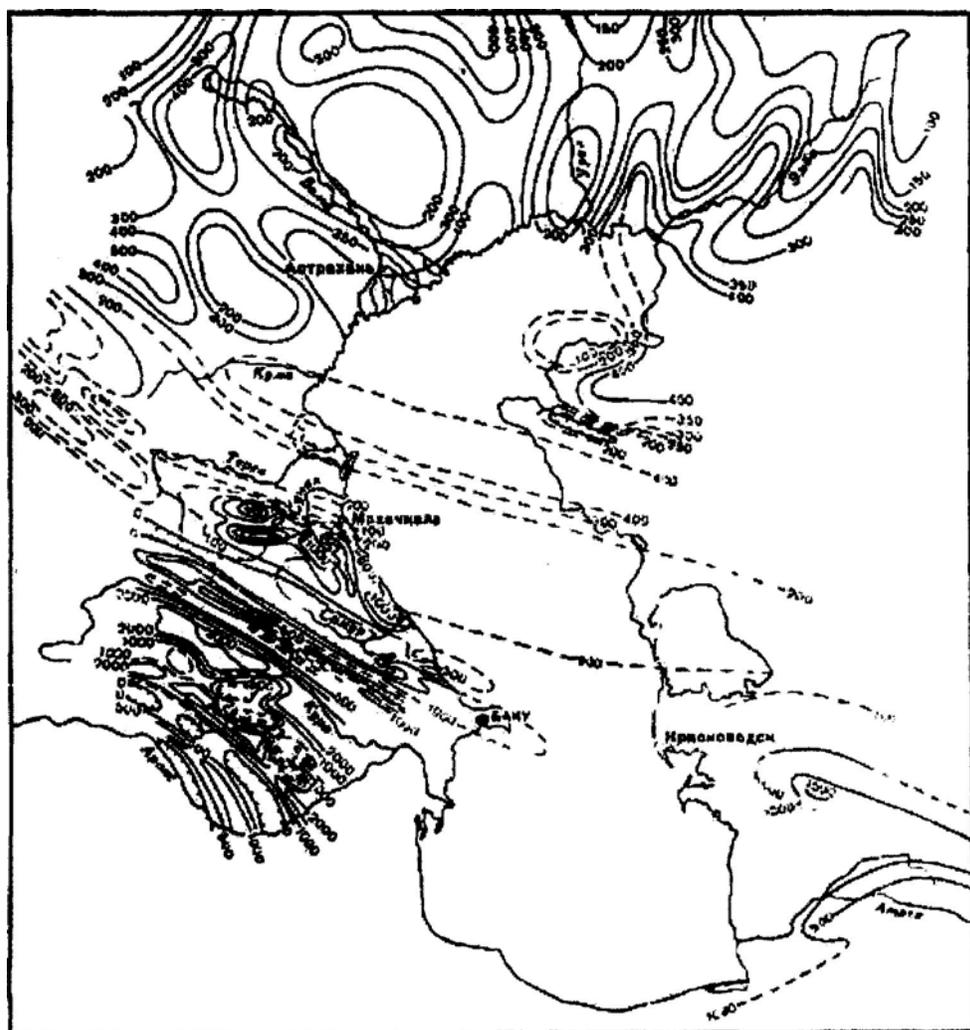


Рис.6.3 Мощности нижнемеловых отложений Каспийской впадины.

Кавказа преобладал континентальный режим. Общая площадь бассейна, по сравнению с валанжином, несколько расширилась. Максимальные мощности готерива в Дагестане обнаружены на северо-западе, где их мощность доходит до 325 м, уменьшаясь к северу и северо-востоку до 13-20 м. Уменьшение мощности по направлению к северо-востоку и северу свидетельствует, что в средней части Каспийского моря продолжала существовать суша, которая захватывала также часть маловодной зоны Северного Каспия. Континентальные условия сохранились в готериве и на восточном побережье - в Туаркыре. По направлению к Копет-Дагу мощности готеривских отложений увеличиваются и возрастает значение карбонатных осадков открытого моря. В барреме происходит увеличение роли терригенных образований и ускорение темпов осадконакопления. Одновременно развивалась и трансгрессия. В центральной части Дагестана нижний баррем представлен изветснями с редки-

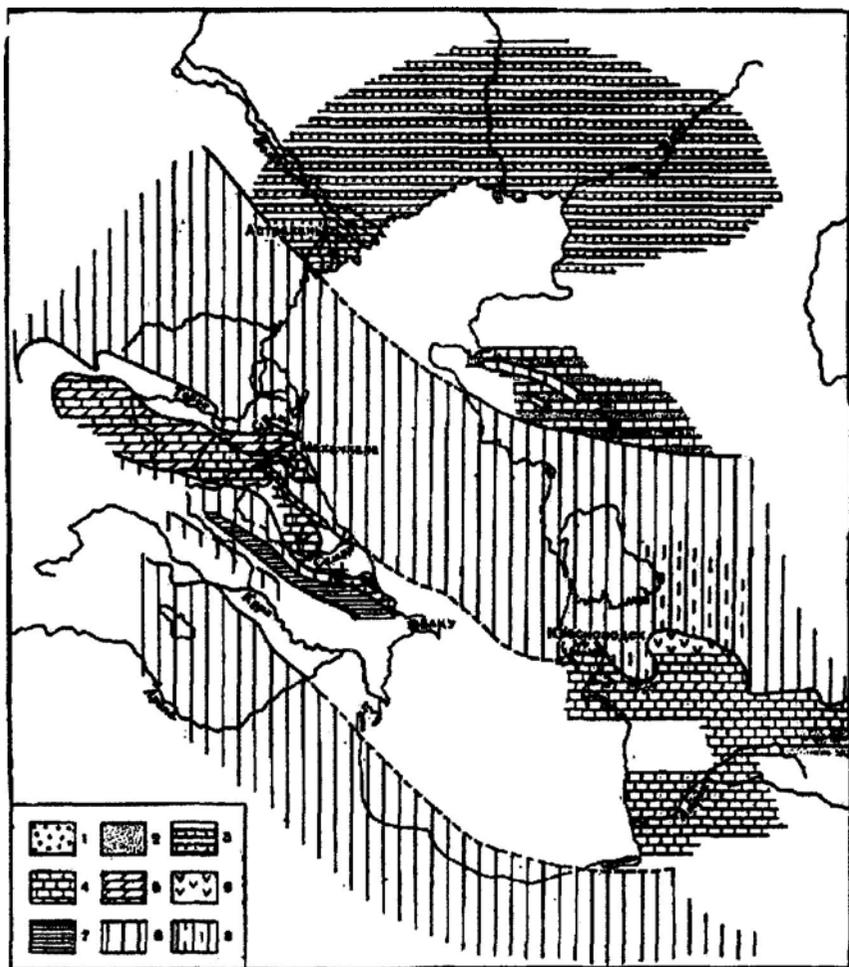


Рис. 6.4 Фации валанжина.

1 — гравелиты и конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — песчанно-глинистая толща; 4 — известняки; 5 — мергель; 6 — гипсы и ангидриты; 7 — флиш; 8 — суша; 9 — области накопления континентальных осадков.

ми прослоями глин и мергелей. К северу и северо-западу эти отложения сменялись песчаниками, алевролитами и глинами (рис.6.5). На юго-западных крыльях Берикейской и Дузлакской структур (Восточная антиклинальная зона Южного Дагестана) в разрезах скважин преобладают оолитовые известняки. Количество карбонатных отложений заметно уменьшается в верхнем барреме. В Приморском районе Дагестана, где нижний баррем ложится несогласно на нижние горизонты мела и юры, верхний баррем представлен алевролитами и глинами с прослоями песчаников. Баррем широко представлен и в северо-восточном Азербайджане (Шаг-Даг). По направлению к берегу Кас-

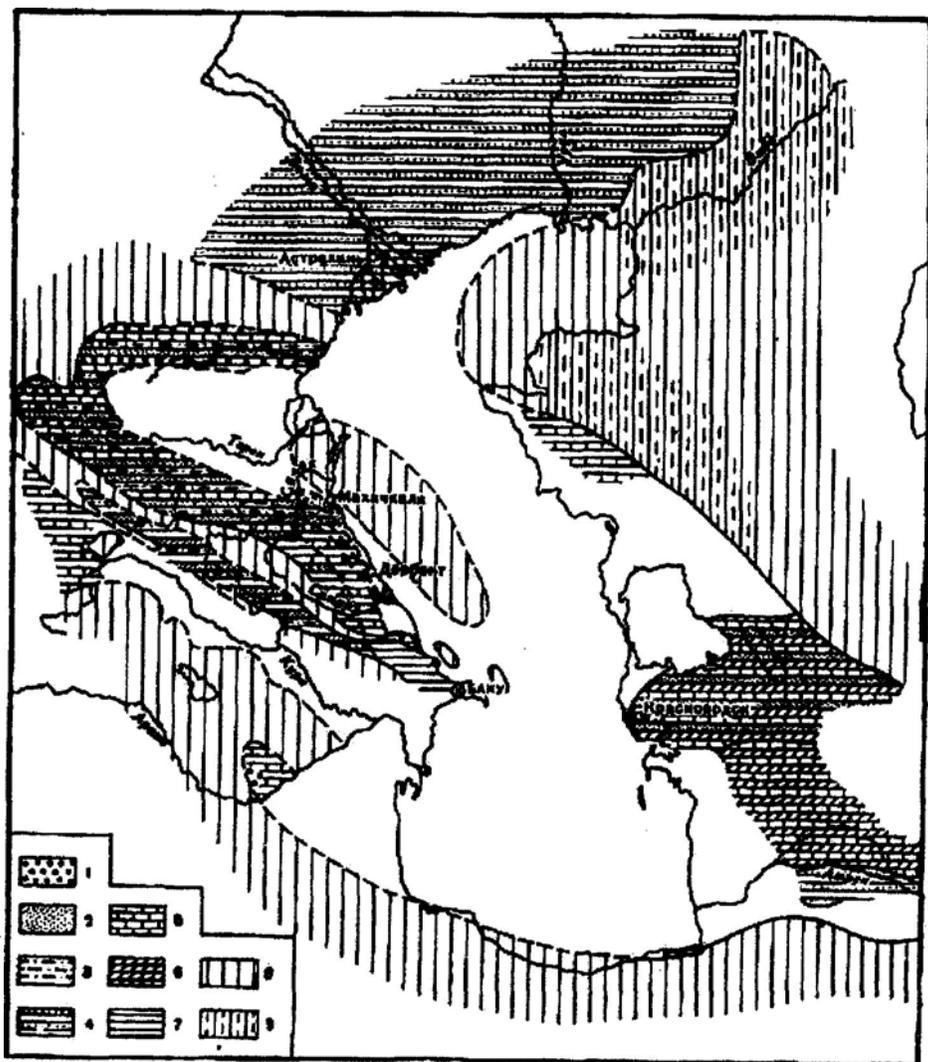


Рис. 6.5 Фации баррема.

1- гравелиты и конгломераты, 2- пески и песчаники, 3- алевриты и алевролиты, 4- песчано-глинистая толща, 5- известняки, 6- мергели, 7- глины, 8- суша, 9- области накопления континентальных осадков.

лийского моря (Ялама) он опесчанивается, и толщина их доходит до 20 м, увеличиваясь в южном направлении до 800-900 м (Бешбармакский антиклинорий). Баррем обнажается в Киялинской антиклинали в виде известняковистых глин и глыбового конгломерата. Мощность его здесь доходит до 48 м. Усилившиеся восходящие движения на Кавказе привели к прогибу и затоплению западной части Средне-Каспийской суши. В верхнем барреме континентальные условия сохранились в Предкавказье, в районе погруженных герцинских складчатых сооружений. Таким образом, в средней и южной частях Каспийского моря геологическое развитие в неокоме сводится к постепенному поднятию Кавказских горных сооружений, связанных с началом прогибания западной части Среднекаспийской суши и обособлением Южно-Каспийского бассейна, который соединяется с открытым океаном, по видимому, только на востоке. Неокомские отложения в северной части Каспийского моря не расчленены, хотя обнаружены в скважинах месторождений им. Корчагина, Хвалынское. В Астраханской области неоком представлен тёмно-серыми глинами и песчаниками, толщина их составляет 74 м. Далее к северу и ближе к центру Прикаспийской впадины мощности этих отложений составляет 237 м.

В апте и начале альба море широко распространяется в Закавказье до озера Севан (В.Е. Хаин, Н.Л. Леонтьев, 1950). Максимальное опускание в районе побережья Каспийского моря происходит в Дибрарском прогибе. В Дагестане аптские отложения, представленные обломочными породами, с богатой морской фауной, встречены по всему побережью Среднего Каспия и Предкавказья. В пределах восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана (площади Дузлак, Берикей, Хошмензил, Дагогни) верхний апт представлен песчаниками, алевролитами, глинами, причём, содержание глинистых разностей увеличивается в верхней части разреза. Мощность аптских отложений уменьшается по направлению к прибрежной зоне Каспийского моря, достигая в Ялама, Худаате до значений от 30 до 211 м. К северу по побережью Каспийского моря, вплоть до Астрахани, аптский ярус представлен песчаниками и глинами, причём, в глинах обнаружен сидерит. Мощность аптского яруса в Астрахани – 27 м (Эвентов, Шевелёва, 1952). Мощности аптских отложений к северо-востоку от Северного Каспия меняются от 50 до 220 м. В Прикаспийском регионе аптские и нижнеальбские отложения имеют повсеместное распространение, в Мангышлаке их мощность составляет 70-150 м, в Туаркыре 180-200 м, Куба-Даге – 75-100 м. Расширение морской трансгрессии в районе Закавказья и в южном обрамлении Каспийского моря свидетельствует об усилении движений субширотного направления. Эта тенденция продолжается и в альбское время. На побережье Каспийского моря интенсивному прогибанию подвергается область Чиауро-Дибрарской геосинклинали. Общая мощность нижнемеловых отложений достигает 3000-3500 м (В.Е. Хаин, Н.Л. Леонтьев, 1950). В районе Северного и Среднего Каспия альбские отложения распространены широко и представлены алевролитами, тёмными глинами с пиритом и марказитом, мергелями и песчаниками. К верхам альба приурочены преимущественно глины и глинистые мергели, а нижний альб представлен серыми, красными, зелёными глинами, чередующимися с мергелями. Близ побережья Каспия в районе Яламы в альбе появляются песчаники.

Причём, они имеют выдержанный характер на разведочных площадях Ялама, Экендиль, Аджинаур, Балхас-Хунук, Селли, Гаша, Ачи-су, Айри-Тюбе, Уйташ, Талги, Ленинкент, Алмало и др.) Мощность альба меняется от 25 м до 70 м. Альбские отложения вскрыты почти всеми скважинами на площадях Прикумско-Тюленевского вала (Южно-Сухокумская, Мартовская, Граничная и др.) и в зоне Восточно-Маньчского прогиба (Озёрная, Цикертинская и др.). Таким образом, можно констатировать, что в альбе продолжала существовать Среднекаспийская суша, протягивающаяся из зоны Предкавказья до Астрахани, так как здесь встречены альбские отложения, представленные чередованием алевролита, глин с тонкими прослоями гравелита из кварца, глауконита, фосфорита и белого известняка. К северу от Астрахани нижняя часть толщи сохраняет песчаный характер. Мощность альбских отложений в Новоузенске доходит до 284 м., в то время в Астрахани она равна 115 м. Морские фации альба распространены вдоль восточного побережья северной части Каспийского моря, вплоть до бывшего залива Мёртвый Култук. Далее к востоку они переходят в прибрежно-континентальный комплекс, а затем и в континентальные пески. Общая мощность среднего и верхнего альба на Мангышлаке доходит до 553 м.

В районе западного побережья Каспийского моря, начавшееся в аптское время расширение морского бассейна продолжалось и в альбе. С севера и с востока область суши в нижнемеловое время была окружена сравнительно мелководным, но обширным морем, дно и берега испытывали колебательные движения различного знака. Это особенно хорошо проявляется в северной части Каспия, где зоны относительных поднятий и погружений срезаются береговой линией. В связи с усилением движений субширотного направления следует предположить, что зона увеличенных мощностей в районе Мангышлака протягивалась на запад и окаймляла с севера Среднекаспийскую сушу, а в большей части Южно-Каспийской впадины море сохраняло островной характер. На более поздних этапах геологического развития Каспийской впадины на стыке широтных и меридиональных тектонических направлений возникла неустойчивая в тектоническом отношении область, что обусловило глубокое погружение всего Южного Каспия. Однако, в нижнемеловое время Южно-Каспийский бассейн ещё не отличался значительной глубиной и соединялся непосредственно с бассейном Копет-Дага. Тенденция усиления движений субширотного направления продолжалась в верхнемеловое время. Трансгрессия, начавшаяся в апт-альбе в платформенных областях продолжалась также в сеномане. В связи с расширением трансгрессии и некоторым выравниванием рельефа суши в сеномане усиливается отложение карбонатных осадков. На границе нижнего и верхнего мела в пределах Каспийского бассейна местами возобновляются восходящие движения. В осевых частях Аджаро-Триалетского и Чиауро-Дибрарского прогибов не прерывается осадконакопление, в последнем из которых отлагается мощная (до 1000 м) – вулканогенная толща. В северо-восточном Азербайджане близ берега Каспийского моря сеноманские отложения встречены только в районе Килязинской косы, где развиты светлые плитчатые мергели и мергельные известняки. На северном крыле Бешбармакского антиклинория отлагался конгломерат. Дальше от берега Каспийского моря, в предгорьях сеноман

представлен флишем из гравелитов, песчаников и карбонатных глин, а к северу на Дагестанское побережье Каспия в тех же фациях встречены в разрезах скважин при разведочных работах на нефть и газ на площадях Берикей, Дузлак Хошмензил, Дагогни, Каякент, Избербаш, Димитровская и др., где их мощность от 5 м на юге, до 50 м на севере (Димитровская площадь). По направлению на запад мощности сеномана возрастают и переходят в чистые известняки. Вполне резонно предположить, что между бассейном Предкавказской геосинклинали и западным побережьем Северного Каспия в сеноманское время существовали остатки суши, так как низы верхнемеловых отложений встречены на площадях Артезианская, Цикертинская, Промысловая и представлены терригенными осадками. Далее в Астраханских девонских скважинах встречена руководящая фауна в тёмно-серых плотных глинах и светло-сером алевролите. Максимальная мощность этих отложений отмечается на Промысловой площади (до 180 м). К северу от Астрахани мощность их уменьшается, а уже в Новоузенске сеноман отсутствует вовсе, опять они появляются в Урало-Эмбенском районе, где мощности составляют до 102 м (рис. 6.6). Эти факты являются свидетельством проявившихся активных движений, постепенно ускоряющихся со временем. Таким образом, на северном побережье Каспийского моря в сеномане происходит смена континентальных и морских осадков вследствие колебания береговой линии. Мощность сеномана также меняется на восточном побережье Каспийского моря: Туаркыре – 50-100 м, в Большом Балхане – 150 м, в Копет-Даге – 560 м и представлены песчано-глинистыми породами. В нижней части Каспийского моря и по его побережью в сеномане видимо располагалась суша. В Закавказье в туроне большое распространение приобретают вулканогенные породы (андезитобазальтовый состав), которые вблизи поднятий заменяются дацитами. Карбонатность пород увеличивается с приближением к Каспийскому морю, но в прогибах сохраняются отдельные острова. В верхнем туроне поднятие вновь сменяется трансгрессией. Отложения турона встречены у м. Килизи, на площадях Ялама, Хизы, где туронские и коньякские отложения не расчленены и вместе образуют свиту «кемчи», представленную чередованием песчанистых известняков, гравелитов, известковистых глин. Мощность свиты «кемчи» колеблется от 10 до 218 м. Верхний турон местами представлен исключительно конгломератами. Карбонатные осадки турона протягиваются вдоль всей Предкавказской депрессии (Белоусов, Ронов, 1949). Карбонатные осадки распространены и по северо-западному побережью Каспийского моря, где в районе Астрахани турон представлен белыми пелитоморфными известняками с прослоями мергелей. Мощность турона здесь 178 м. К югу и востоку от Астрахани мощность турона уменьшается (Южно-Эмбинский район). Морской режим, установившийся в Закаспии ещё в конце нижнего мела сохранился в туроне, о чём свидетельствует согласное их залегание на сеноманских отложениях в Туаркыре и Большом Балхане. Туронское море было мелководным и на небольших положительных элементах рельефа осадконакопление могло не происходить. В сводах поднятий наблюдается появление обломочных осадков и фосфоритовых конкреций. В связи с расширением трансгрессии приходится полагать, что участки суши в пределах современного Каспийско-

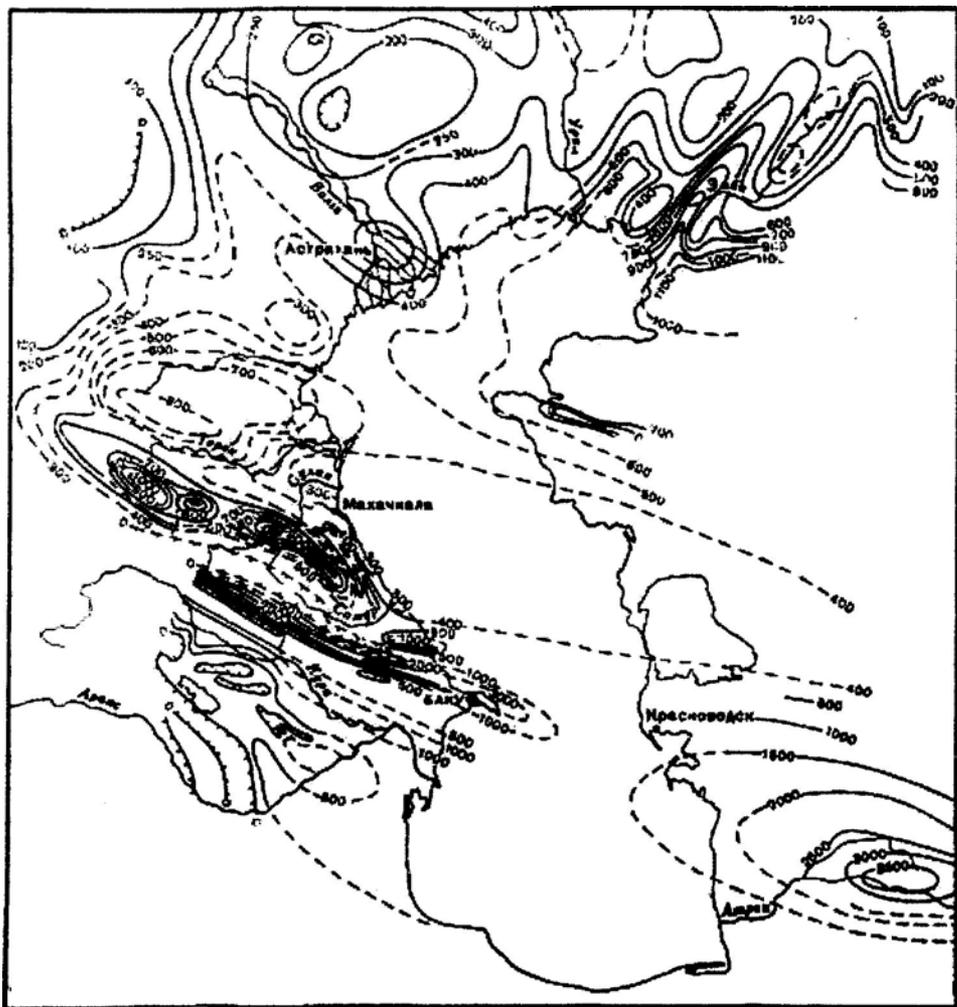


Рис. 6.6. Мощности верхнемеловых отложений впадины Каспийского моря.

го моря сильно сократились и зоны антиклинальных поднятий выражались только в виде повышений подводного рельефа.

В коньякское время в Закавказье отлагались известняки и мергели, переслаивающиеся с туфогенными породами и потоками лав. В северо-восточном Азербайджане близ побережья Каспийского моря, коньякские отложения встречаются в Тенгинско-Бешбармакском антиклинории и на Киялинской косе. К востоку отложения коньяка приобретают флишевый характер с тонким чередованием зеленоватых и красноватых глин, песчанистых известняков и известковых гравелитов. На побережье Каспия, как указано выше, коньякские отложения входят в свиту «кемчи». В северной части Каспия и Предкавказье коньякские отложения представлены карбонатными осадками. Границу коньякских отложений с подстилающими их туранскими проводят условно. Они вскрыты разведочными скважинами в Южном Дагестане (Дузлак, Балхас-Хунук, Избербаш, Ачи-су, Димитровская и др.), в области

фронтальной части Дагестанского клина (Ленинкент, Тернаир, Алмало, Чи-рюрт, Бавтугай, Шавдан и др.), в зоне сочленения Нараттюбинской складчато-надвиговой зоны с антиклинориями Чеченской республики (Брагуны, Кошкельды, Беной и др.), где они также не расчленены, но сложены карбонатными отложениями.

В начале сеномана (нижний сантон) вновь проявляется интенсивный вулканизм в Закавказье и просходит накопление осадков мощностью до 2000 м., андезито-парфирового состава, а местами и туфогенные породы (Хаин, Леонтьев, 1950). По побережью Каспия сантон обнаружен на площадях Ялама и Худат. Здесь они как и отложения кампана, представлены серыми известняками, песчаниками и мергелями. В районе Киялинской косы сантон сложен красными и зелёными мергелистыми глинами с прослоями конгломератов, а к западу они имеют флишевый характер. Мощность сантона меняется от 10 до 200 м. Сантон-кампанские отложения в виде белых пелитоморфных известняков встречены в Приморской части Южного Дагестана ((Берикей, Дузлак, Даггни, Хошмензил, Каякент, Избербаш) и на площадях побережья Среднего Каспия (Димитровская, Махачкала-Тарки), Северного Каспия (Александрийская, Тарумовка) в зоне Восточно-Манычского прогиба (Озёрная, Цикертинская) (Сабанаев К.А. 2002).

Установлено, что здесь местами происходили перерывы в осадконакоплении и частично размыв ранее отложенных осадков. Так, в районе Промысловой площади неогеновые отложения залегают непосредственно на тулоне. В Астрахани отмечены только отложения коньякского яруса, западнее – на правобережье Волги присутствуют кампанский и маастрихтский ярусы. Общий характер геологического развития Каспийской впадины сохраняется также и в кампане. Колебательные движения продолжаются и, местами, происходит частичный размыв ранее отложившихся осадков, а по краям прогибов накапливаются глыбовые конгломераты. В Дагестане карбонатность увеличивается в северном направлении. Кампанские отложения вскрыты скважинами повсеместно и представлены известковистыми песчаниками и детритусовыми известняками и прослоями конгломератов. Местами кампанские отложения приобретают флишевый характер и состоят из разовых известняково-глинистых мергелей и мергелистых глин. В районе Киялинской косы флиш состоит из известняковых песчаников, мергелей и глин с общей мощностью 270 м. В связи с расширением трансгрессии и увеличением тенденции к широтным прогибаниям вся зона Предкавказья в кампане была областью отложения глинисто-алевритовых осадков.

В верхнесенонское – маастрихтское время в Прикаспийской впадине мелководное море расширяется. В северо-восточном Азербайджане в маастрихте ясно проявилось увеличение количества крупнообломочного материала. Они встречены в приморской части Азербайджана на площадях Нардаран, Зората, Ялама на Киялинской косе и представленные конгломератами из меловых и юрских известняков. В районе Киялинской косы в это время отлагались глины, песчаники, мергели и гравелиты. Мощность маастрихта меняется от 66 до 288 м. Такой же характер маастрихтские отложения имеют в Дагестане от Самура до Махачкалы.

На Дагестанском секторе Каспийского моря и на разведочных площадях вдоль побережья, скважинами вскрыты белые, серые и зеленовато-серые известняки с мергелями и глинами. Мощность маастрихта в Берикее, Дагоях, Дузлаке колеблется от 60 до 200 м. К северу от Каспийского моря происходит возрастание их мощности, а состав сравнительно однородный – карбонатно-глинистый. На восточном побережье Каспийского моря, маастрихтское время характеризуется усилением положительных движений, неустойчивым морским режимом, частичным размывом осадков и отложением более крупнозернистого материала в районах поднятий широтного простирания. Регрессия, начавшаяся в маастрихте в районах горных сооружений Кавказа ещё ярче проявляется в конце верхнего мела (датский век), представленном мергелями в зонах синклинальных прогибов. В Кусаро-Дивичинском синклинии (Ялама, Худат) они представлены светло-серыми мергелями, мощность которых составляет от 92 до 255 м. В районах Дагестанского побережья Каспия обнаруживаются следы суши. В районе Промыслового участка датский ярус отсутствует, а к северу от Астрахани он выражен зеленовато-серыми известняковистыми глинами мощностью 4-45 м. Такова же мощность датского яруса и в Урало-Эмбенской области, где он представлен глинистыми мергелями и глинами с прослоями пясчег мела.

В целом, верхнемеловая эпоха характеризуется трансгрессией моря, достигшей своего максимума в туроне, отчасти, в сеномане. В геосинклинальной области Каспийской впадины мощность верхнемеловых отложений доходит до 1500-2000 м. К северу от Предкавказья в Русской платформе они не превышают сотен метров. Сопоставляя мощности верхнего и нижнего мела можно сделать вывод о большом сходстве тектонического плана Прикаспийской депрессии в меловое время. Следы Среднекаспийской суши, сохранившейся в нижнем мелу, вновь проявляются в верхах меловых отложений. Зона сравнительно пологого прогибания северо-западного направления, появившаяся в нижнем мелу в северо-восточной части Северного Каспия, в верхнемеловое время также перемещается на север к склону Мангышлакского п-ва.

Фациальный характер осадков верхнего мела по всему обрамлению Каспийского моря относительно однообразен. Это преимущественно карбонатные осадки, в большей степени известняки вплоть до чистого пясчег мела. Резкая смена фаций происходит на участках изрезанного рельефа – на Кавказе, Мангышлаке, Копет-Даге. Анализ распространения фаций и мощностей верхнемелового времени позволяет интерполировать вышеописанные особенности верхнемеловых отложений и на современный бассейн Каспийского моря. Дно средней части Каспия занято платформенными образованиями, вдоль которых через Апшеронский порог проходила складчатая зона, постепенно выполаживающаяся в северной части Южного Каспия. На Средне-Каспийской платформе существовало мелководное море с отдельными островами в районе Мангышлака и на его продолжении в Северо-Западном Прикаспии. Складчатые орогенические движения в верхнемеловое время (ларамийская фаза) максимального развития достигли в Тихом океане и значительно слабее проявились в восточной части Средиземноморской геосинкли-

нали. Однако, они отразились на общей перестройке тектонического плана Русской платформы и всего обрамления Каспийского моря.

6.3. Кайнозойская стадия развития Каспийского региона

Меловой период принято рассматривать как границу между двумя этапами геологического развития земной коры. К этому времени формируется Тихоокеанская система складчатых сооружений, возникают современные океаны – Атлантический и Индийский, а также происходит дальнейшее смыкание древнейшего широтного океана в Средиземноморской орогенической зоне. В связи с расположением Каспийской впадины в сомкнувшейся области древнейшего меридионального прогиба, грандиозные события перестройки тектонического плана Земного шара касаются её лишь в незначительной степени.

Как и в конце мела, в начале палеогена продолжались поднятия более интенсивные, но не одновременные для разных частей Кавказа (Хаин, Леонтьев, 1950). В западной части Кавказа поднятия проявились уже в сеноне, а в юго-восточной - в середине палеоцена.

В палеоцене, как в течение верхнего мела, морские осадки сохранились только в центральных частях главных геосинклинальных прогибов. Интенсивные поднятия на Кавказе вызвали появление крупнозернистых пород, в том числе, конгломератов с глыбами меловых известняков. В Прикаспийской впадине Азербайджана в палеоценовое время происходит накопление сумгаитской свиты. Она обнажается в предгорьях, в Кусаро-Дивичинском синклинии, а также вскрыты скважинами на Яламе и Худате. Сумгаитская свита состоит из серых и красновато-коричневых глин, а в верхней части приобретающих кирпично-красную окраску, с редкими прослоями конгломератов. Мощность сумгаитской свиты от 35 до 85 м. Далее к северу по западному побережью Каспийского моря в пределах Дагестана граница между датским ярусом и палеогеном устанавливается пестроцветным горизонтом фораминиферовой свиты, представленная чередованием красных и серозелёных мергелей, отчего этот горизонт получил своё название. Осадки этих толщ ложатся трансгрессивно на породы датского или маастрихтского ярусов. Мощность колеблется от 8 до 170 м. Они вскрыты во всех глубоких скважинах, но мощности их весьма изменчивы за счёт размыва части разреза. Они обнажаются на Балхасхунукской структуре (Западная антиклинальная зона) в Талгах, и полосой в районе с. Какашура. В Предкавказье, на западном побережье Северного Каспия они обнаружены в Артезиане и на Цикертинской структуре, Джанае и др. В северной части Прикаспийской впадины отложения палеоцена представлены серыми глинами, относящихся к саратовскому ярусу. Мощность их здесь 140 м., а ещё севернее, в Новоузенске, их мощность, сложенных песчаниками и глинами доходит до 492 м. В обрамлении северной части Каспийского моря палеоцен отсутствует. По И.А. Резанову (1956) палеоцен в пределах Копет-Дага представлен маломощными пестроцветными песчано-глинистыми осадками, которые в предгорьях переходят в песчаники и глины. Таким образом, регрессия, начавшаяся в верхнем мелу, в пределах восточного побережья Каспийского моря и на Кавказе, продолжа-

лась и в палеоцене. Однако, в Южном Каспии, Предкавказье и в южной части Русской платформы сохранились морские условия мелководных бассейнов. Широкой связи этого бассейна с морями Средней Азии в палеоцене не существовало и основным связующим звеном между морями Кавказа и Средней Азии была геосинклиналь Копет-Дага (А.Л. Яншин, 1950). В нижнем эоцене происходит трансгрессия, которая достигает максимума в средних горизонтах. Продолжались колебательные движения в западной части Каспийского побережья, изменяются фации, поскольку в среднем эоцене начинают преобладать карбонатные отложения. В верхнем эоцене отлагались мергели и глины, море вновь расширяется и осадки в конце верхнего эоцена становятся более карбонатными. В Талышском районе Закавказья на берегу Каспийского моря, накапливаются мощные вулканогенные и туфогенные толщи. В конце верхнего эоцена здесь происходит складкообразование, а также внедрение многочисленных интрузий. В флишевых прогибах мощность осадков доходит до 5000 м. Эоцен на Азербайджанском побережье вскрыт скважинами в Яламе и Советабаде. В Кумском горизонте (коун) отлагались тёмносерые тонкослоистые некарбонатные глины, к северо-западу они сменяются мергельными сланцами, обогащённые битумом. Далее на север, вдоль западного побережья Каспийского моря фораминиферовая свита вскрыта скважинами (Дузлак, Берикей, Избербаш и др.) и представлена известняками и мергелями. Битуминозные сланцы (кумский горизонт) в Дагестанском побережье, во фронтальной части Дагестанского клина в скважинных разрезах имеют повсеместное распространение (Ачи-су, Димитровская, Ленинкент, Тернаир и др.). Мощность фораминиферовых слоёв в Дагестане колеблется от 70-80 м до 226 м. В отложениях фораминиферовой свиты песчаность уменьшается в северном направлении, в связи с формированием Терско-Каспийского передового прогиба. Морской бассейн, в котором отлагались фораминиферовые слои в Предкавказье распространялся также в пределы западного побережья Северного Каспия, где эти отложения пройдены на площадях Цикертинская, Артезиан и Джанайская. По видимому, зона максимального прогибания здесь проходила западнее, так как в Астраханской области фораминиферовые слои отсутствуют, а к западу от Промыслового участка мощности их возрастают до 278 м. (Белоглинский район). Шоколадную свиту мангышлакского эоцена считают специфической фацией, аналогичной среднему коуну Азербайджана и кумской свите северо-западных предгорий. Мелоподобные осадки, залегающие выше шоколадной свиты (верхний белоглинистый горизонт), сложен мергелями и глинами (Алмало, Тернаир). Усиление движений меридионального направления в пределах обрамления Каспийской впадины привело к тому, что в эоцене почти всё пространство современного Каспийского моря было занято морским бассейном, распространившимся к северу вдоль восточного края Урала, где его осадки представлены песками. Повышение мощности осадков наблюдаются только в краевых прогибах Малого и Большого Кавказа. На границе эоцена и олигоцена в прибрежном Дагестане хадумский горизонт, в основном, представлены битуминозными мергелями и глинами, с подчинёнными прослоями песчаников. Хадумские отложения во многих местах залегают несогласно на эоценовые осадки, что свидетельствует о происходящих в верхнем эоцене складчатых движений. Мощности хадумского го-

ризонта колеблются в западном побережье Каспия от 13 до 400 м. Подъём геосинклиналей Большого и Малого Кавказа и погружение, окаймляющих их прогибов, продолжались и в олигоцене, по видимому, с возрастающей интенсивностью. В течение всего олигоцена и, частично, миоцена в прогибах происходило отложение терригенных пород майкопской серии. Майкопские отложения широко распространены на западном побережье Каспийского моря и протягиваются вдоль северо-восточных предгорий Большого Кавказа. Здесь они слагают обширную третичную моноклираль и частично перекрыты надвинувшимися на них меловыми осадками. Они вскрыты скважинами на Азербайджанском побережье Каспийского моря (Нардаран, Советабд, Хачмас, Ялама), где они представлены коричневатозелёными глинами иногда с прослоями песчаников. Далее к северо-западу майкопские отложения приобретают более глинистый характер, особенно в Южном Дагестане (Каякент, Дербент, Хошмензил и др.). В Северном Дагестане литологический состав майкопских отложений отличается большой изменчивостью, а мощности возрастают на север от 800 м (Селли – Западная антиклинальная зона Южного Дагестана) до 1000 м (Махачкала), а далее на север (Гиляны) мощность майкопской серии доходит до 1700 м. На западном побережье Северного Каспия (Александрийская, Чёрный рынок, Артезиан, Цикертинская и др.) мощность их постепенно уменьшается до 1200 м. Оligocen на Мангышлаке трансгрессивно покрывает верхнюю белую свиту эоцена, а местами залегает непосредственно на меловых отложениях. В отличие от майкопских осадков северного Кавказа олигоценовые глины Мангышлака содержат обильную морскую фауну. Остатки фауны найдены преимущественно в сидеритовых конкрециях. Анализ распространения фаций в палеогеновое время в пределах Каспийской впадины (современное море) свидетельствует о том, что в это время здесь располагался морской бассейн. Море проникло также в Туркменскую депрессию и образовало ряд заливов по восточному берегу Каспийского моря.

Неогеновое время характеризуется началом формирования материков и морских бассейнов в их современных очертаниях. В пределах Каспийской впадины в течение неогена можно проследить смену движений субширотного и субмеридионального направлений. Поднятие западного берега Каспийского моря, начавшееся в конце олигоцена, завершается окончательно формированием Кавказского перешейка. В течение неогена бассейн Каспийской впадины соединяется временами с Черноморским бассейном только через Манычский прогиб. В нижнемиоценовое время по западному побережью Каспийского моря отлагались верхние слои майкопской серии. Тарханский горизонт (нижние слои среднего миоцена) в районе Азербайджанского побережья Каспийского моря почти везде отсутствуют. Появляются они в Дагестане мощностью 25–30 м, представленные тёмно-серыми до чёрными глинами. Распространение тарханского горизонта ограничено и на восточном берегу Каспийского моря. В начале миоцена в пределах современного Каспийского моря существовали только мелководные морские заливы. Значительно шире распространены осадки чокракского горизонта. Они распространены от предгорий Кубинского района до побережья Каспийского моря (Худат, Ялама, Советабд), где мощность их доходит до 460 м. В Дагестане чокракские от-

ложения выходят на поверхность в предгорьях между Дербентом на побережье Каспийского моря. Сложены они глинами с пачками песчаников. В глинах встречаются прослои мергелей, которые являются реперами для корреляции разрезов по промыслово-геофизическим данным. Песчанность чокракских отложений уменьшается с севера на юг и с востока на запад (Сабанаев К.А., 1983). Мощность в приморских участках доходит до 1200 м, а в южном и северном направлениях уменьшается до 223 м (Александрийская). Они обнаружены на южных склонах Горного Мангышлака, где представлены грубозернистыми и косослоистыми песчаниками с гравием и галькой и частично размыты караганской трансгрессией. Далее к востоку песчаные отложения сменяются гипсами (рис. 6.7).

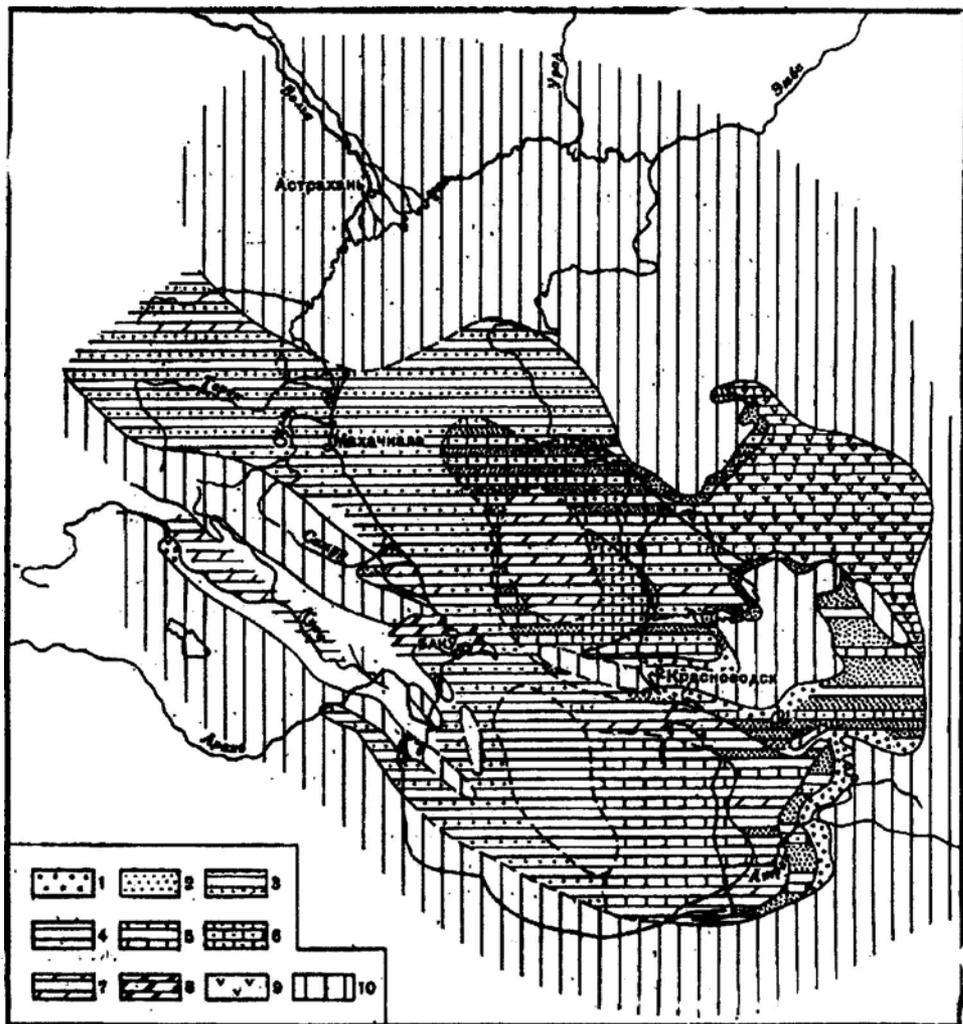


Рис.6.7 Фации чокракских отложений Каспийской впадины.

1 — гравелиты и конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — песчано-глинистая толща; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — известняки-ракушнякаи и оолитовые; 7 — мергели; 8 — доломиты; 9 — гипсы и ангидриты; 10 — суша.

Караган (верхняя часть торгонского яруса среднего миоцена) ознаменовался распространением трансгрессии и некоторым углублением морских бассейнов. Во всей юго-восточной части Большого Кавказа сохранялась в караганское время низменная суша. К северу от Апшеронского полуострова эти отложения имеют мощность 400 м и представлены тёмными глинами с песчаными прослоями и песками. Они встречаются в обнажениях во фронтальной части Дагестанского клина и в Нараттюбинской складчато-надвиговой зоне от Махачкалы до Хасавюрта. В скважинах они вскрыты по всему западному и северному побережью Каспийского моря от Кизлязинской косы до Цикертинской площади. В Джанае и Астрахани они отсутствуют. В районе Кара-Богаз-Гола караганские отложения распространены широко и представлены серыми песками, песчаниками и оолитовыми известняками с большим количеством спаниодантелл. Мощность его не превышает здесь 40 м.

Таким образом, в районе Апшеронского порога, вдоль Средне-Каспийской платформы в среднем миоцене находилась суша, которая продолжалась до Большого Балхана и Туаркыра. Суша занимала значительную часть Южного Каспия. Прогиб в Южно-Каспийской впадине развивался постепенно и неоднократно повторялись условия в Бакинском архипелаге.

6.4. Позднеорогенная стадия развития Каспийского региона (поздний сармат – средний плиоцен).

В мэотическом и понтическом веках прогрессирующий рост главного Транскавказского поперечного поднятия приводит к полному разрыву связей Черноморского и Каспийского бассейнов. Хотя в начале мэотиса и начале понта происходят частые трансгрессии Черноморско-Каспийского водоёма, тем не менее в мэотис-понтическое время в целом продолжается начавшаяся ещё в позднем сармате регрессия, которая достигает своего максимального проявления на рубеже нижнего и среднего плиоцена. В среднеплиоценовое время Каспийский бассейн был даже гораздо меньше современного. После разрыва связи между Черноморским и Каспийским бассейнами, их дальнейшее развитие пошло весьма разными путями, что было связано как с различиями их тектонического режима, так и особенностями климатических условий этих бассейнов. Погружение Южно-Каспийской впадины в среднем плиоцене было более интенсивным, чем Черноморской. Различные климатические и тектонические условия изменили режим Черноморского и Каспийского бассейнов. Размеры Каспийского бассейна в позднем понте сократились за счёт осушения северной платформенной части понтического водоёма. Сокращение площади и некоторое понижение уровня было связано с превышением испарения над поступлением вод в изолированный Бабаджанский бассейн. Временно восстановившееся равновесие между притоками вод и испарением было вновь нарушено на рубеже бабаджанского и балаханского веков, когда уровень Каспия резко упал до отметок порядка – 500 м ниже уровня океана, а площадь водоёма сократилась до размеров современного Аральского моря, сохранившегося в пределах современного Южного Каспия. В связи с катастрофическим понижением главного базиса эрозии – зеркала Каспия – реки, стекавшие в него с Русской равнины (палео-Волга, палео-

Урал), а с гор Средней Азии (палео-Амударья, палео-Муфгаб), с Малого Кавказа (палео-Раздан) и др. выработали себе глубокие каньоны на несколько сот метров ниже уровня океана. В конце среднего плиоцена начинается опускание в области современной котловины Среднего Каспия, куда перемещается ось Терско-Каспийского краевого прогиба. В Среднекуринском и Терском прогибах среднеплиоценовые осадки или отсутствуют, или маломощные, что связано, по видимому, не столько с отсутствием погружений, сколько с очень низким положением главного базиса денудации. В Терско-Каспийском крайвом прогибе формировались и подвергались размыву складчатые структуры в зоне его юго-западного борта (Приморская зона Дагестана) и Терско-Сунженской зоне.

Позднеплиоценовое время (продолжительностью около 2 млн. лет) в истории Прикаспийского региона знаменуется как особая фаза со своими особенностями тектонического развития, вулканизма, палеогеографии и климата. Характерными чертами этой фазы были: трансгрессии Каспийского бассейна – особенно необходимо выделить акчагыльскую, при которой происходило значительное выравнивание суши в начале позднего плиоцена, и менее обширная, апшеронская, при которой произошло погружение западных и восточных участков, поясов краевых и межгорных прогибов, складкообразование, интенсивное сводово-глыбовое воздымание, эрозионное расчленение Большого и Малого Кавказа. Позднему плиоцену соответствует в Каспийском бассейне акчагыльское и апшеронское время, в котором происходит значительное увеличение объёма водной массы Каспия. В начале акчагыльского времени, в результате значительной трансгрессии уровень Каспийского моря стал близок к уровню океана. Превратились в заливы Среднекуринская межгорная впадина, почти достигнув окрестностей Тбилиси, Кусарский и Терский краевые прогибы. В момент максимального подъёма уровня бассейна, трансгрессия проникла через узкий Маньчский пролив (прогиб) в западную более пониженную часть Азово-Кубанской депрессии. Произошло заполнение Прикаспийской впадины с речными ложбинами системы палео-Волги, палео-Урала, как бы подпруживая эти долины. Это явление природы впервые выявил Н.И. Андрусов в результате исследования фауны, некогда обитавшей в условиях бассейна. Конфигурация краевых и межгорных прогибов в апшероне изменилась мало, но контуры их несколько сократились, особенно к концу апшеронского века. На некоторых участках краевых прогибов, Кусарском и Дагестанском, рост складок почти прекратился.

В антропогене продолжает дифференцированно воздыматься и разрастаться в ширину зона транскавказского поперечного поднятия. Одновременно усиливается погружение субмеридиональной Каспийской депрессии. В середине антропогена прекращается существовавшая с конца миоцена полная изоляция Каспийского бассейна. Продолжающийся рост сооружений Большого и Малого Кавказа до середины плейстоцена и ухудшение климатических условий создавали благоприятные условия для возникновения нескольких горных оледенений, а их периодическая смена являлась главным регулятором колебаний уровня Каспийского моря. С трансгрессиями связаны подъёмы уровня воды в межледниковом и послеледниковом периодах за счет массового таяния материковых ледников, а регрессии соответствуют первым

половинам ледниковых эпох. Наиболее значительно уровень Каспия повышался во время нижнехвалынской трансгрессии. Во время антропогенных трансгрессий Каспия полностью затмивалась территория Терско-Кумской впадины, за исключением её западного крыла, постепенно вовлекавшегося в поднятие Ставропольского свода. В моменты максимальных трансгрессий затапливается узкая приморская зона Дагестана (Леонтьев О.К. 1976). Наиболее интенсивно воздымается средний участок внутренней зоны Терско-Каспийского прогиба, на месте которого формируется резко выраженное молодое поперечное поднятие «Дагестанский клин». Наиболее интенсивное погружение (до 0,5 км) испытывает в антропогене северо-восточная часть Терско-Сулакского прогиба и мелководная западная часть Среднего Каспия, где опускание вероятно не вполне компенсируется седиментацией. Уровень Каспия во время формирования бакинских и нижнехазарских террас Дагестанского побережья был близок к уровню океана или на 10-20 м превышал его (Фёдоров, 1957). Видимо временами возобновлялся сток избыточных вод из Каспия.

В конце мезозойской и начале кайнозойской эры территория юга России была занята Средиземным океаном – Тетис – системой сообщающихся друг с другом морских водоёмов. Моря существовали и на месте нынешних Каспия и Арала (южнорусское и туранское). В эоцене существовал широкий Тургайский пролив (шире современного Каспия, связавший систему южных морей с обширным западносибирским морем и Северным океаном (Е.Г. Маев и др., 1976). В дальнейшем площадь, залитая морем, начинала постепенно сокращаться за счёт резкой и повторяемой трансгрессии и регрессии и интенсивного развития альпийского орогена в неогене. В миоцене происходит изоляция от бассейна Мирового океана Чёрного и Каспийского морей, образуется гигантское Сарматское замкнутое море. Тектонические движения, связанные с альпийским орогеном пробудили активность меридионального (Уральского) простиранья, с чем связано образование той вытянутости Каспийской впадины с севера на юг, которая наблюдается и сейчас. Начавшийся с верхнего миоцена, подъём восточной части Туранской плиты привёл к осушению обширных пространств в Приаралье (Арал и Устюрт). В среднем плиоцене впервые Каспий стал полностью изолированным и самостоятельным бассейном. Он был меньше современного, а в отдельные века среднего плиоцена занимал только Южную котловину (Милановский, 1963). Таким образом, именно средний плиоцен можно считать временем образования Каспийского моря. Обстановка меняется в верхнем плиоцене, в периоды ачкагыльской и апшеронской трансгрессий. Каспий широко разливается на север и узким проливом он соединяется с Чёрным морем. В антропогеновое время испытывая многократные, сменяющие друг друга трансгрессии и регрессии (бакинская, хазарская, хвалынская, новокаспийская), оставался изолированным. Доантропогеновая история также характеризовалась постоянной сменой трансгрессий и регрессий, но причины их разные. Если в неогене основными причинами являются тектонические процессы, горообразовательные движения и сопряжённые с ними прогибания, то с антропогена большое влияние имел климатический фактор – уменьшение испарения за счёт похолодания – предвестника четвертичных оледенений, что привело к трансгрес-

сии моря в плейстоцене. Были изменчивы уровни Каспийского и Аральского морей в течение голоцена. Но совпадали ли изменения уровней этих морей или они были противофазными – этот вопрос дискутируется на протяжении десятилетий. Оказывается можно найти примеры как совпадений, так и сдвигов фаз изменчивости уровней Каспия и Арала. Установлено неправомочность проводить какие-либо параллели между Каспием и Аралом. Эти водоёмы не сравнимы ни по генезису, ни по возрасту, ни по масштабам. Каспий – исторически следует называть морем, местами сохранивший даже реликты земной коры субокеанического типа, а Арал – типичный озёрный, очень молодой водоём. Ещё более отдаляет их друг от друга тот факт, что бассейны питания Каспия и Арала расположены в разобщённых областях с резко отличающимися физико-географическими условиями (Европейская часть России – для Каспия и Средняя Азия – для Арала). Предельно упрощая картину, можно в общих чертах наметить следующую причинную цепь, оказывающую влияние на изменение уровней Каспия и Арала: космические процессы, атмосферная циркуляция, атмосферные осадки, речной сток, колебания уровней. Несмотря на большое количество работ, посвящённых позднеплейстоценовой истории Каспия, вопросы, связанные с историей новокаспийской трансгрессии, о её возрасте, количестве трансгрессивно-регрессивных стадий, высоком положении уровня в каждую из трансгрессивных фаз, размахе колебания уровня в новокаспийское время. Хотя по каждой из этих проблем есть предварительные выводы, точки зрения и версии. Г.И. Рычагов (1974) по результатам своих наблюдений и исследований сделал вывод о существовании пяти фаз трансгрессии. Этот вывод основывается на анализе строения новокаспийских осадков, вскрываемых в ряде разрезов дагестанского и азербайджанского побережий Каспийского моря. Наличие в разрезе пяти пачек морских отложений, разделённых континентальными перерывами, запечатлёнными погребёнными почвами, даёт возможность говорить о существовании пяти стадий новокаспийской трансгрессии. Аналогичная картина строения новокаспийских отложений наблюдается и в других местах. В настоящее время существует единое мнение о том, что в период максимума новокаспийской трансгрессии её уровень располагался на 6 м выше современного, что в абсолютных отметках соответствует – 22 м. По данным О.К. Леонтьева и П.В. Фёдорова (1959) максимальной была последняя стадия. Установлена также тенденция снижения уровня с каждой новой трансгрессивной фазой. Говоря о глубине регрессивных фаз новокаспийского возраста О.К. Леонтьев, С.К. Самсонов (1964) и др. пришли к выводу, что максимальная амплитуда колебаний уровня Каспия в голоцене достигала 20 м от минус 38-40 м в период в послехвалынской регрессии до минус 20 м в первый (максимальный) пик новокаспийской трансгрессии. По данным В.Г. Рихтера (1954) и Е.Г. Маева (1963), амплитуда колебания уровня Каспия в голоцене достигала 40 м. Антропогенные отложения изучены детально в Северном Каспии, на Малоузенской, Новоузенской и Астраханской (морской лист) площадях. Сыртовая толща на этих площадях разбита на два горизонта: нижний коричневого и красно-бурых глин и верхний жёлто-бурых суглинков. Нижний горизонт относят к верхнеплиоценовым отложениям, верхний – к плейстоцену. На Малоузенской площади к сыртовой толще относят пачку аллювиально-

делювиальных суглинков, залегающих выше жёлто-бурых. Фаунистически эти отложения охарактеризованы слабо. Лишь в верхних слоях были обнаружены остракоды, представленные комплексом пресноводных видов. На Новоузенской площади (скв. 29, 37) обнаружен однотипный комплекс остракод. Нижнеантропогеновые отложения выделены условно и представлены также континентальными фациями, преимущественно аллювиальными и реже озёрными. Они вскрыты в скважинах, пробуренных в древних долинах рек Малый и Большой Узень и в крупных понижениях доантропогенового рельефа. Литологически эти отложения выражены желтовато-серыми песками, реже супесями, с редкими прослоями плотных синевато-серых глин с известковистыми включениями. Возраст их принят условно с учётом того обстоятельства, что в соседних районах (Мокроусовская и Первомайская площади) в аналогичных отложениях, датируемых бакинским ярусом, обнаружена фауна остракод, характерная для плейстоцена. Среднеантропогеновые отложения представлены континентальными аналогами хазарских отложений, имеющими широкое площадное распространение. Они вскрыты многочисленными картировочными скважинами и прослежены в естественных обнажениях в долине рек Малый и Большой Узень, причём, лишь в верхней части. Выделяются две пачки: нижняя сизовато-бурых суглинков и глин, а верхняя - суглинков, реже супесей и жёлто-бурых песков. Мощность их от 6 до 22 м.

Верхнеантропогеновые (голоцен) отложения также широко развиты и прослеживаются по многочисленным естественным обнажениям, выраженные морскими и континентальными фациями. По составу пород и генезису они подразделяются на нижний и верхний горизонты. К нижнему горизонту относятся морские нижнехвалынские отложения, с характерными двумя пачками, переслаивающимися светложёлтых глин с суглинками и супесями и жёлтых глин в нижней пачке. Мощность их 6,5 м. Верхний горизонт представлен озёрно-аллювиальными осадками, локально распространённых в юго-западной части Среднего Каспия буровато-серых суглинков. Мощность их до 1,5 м. Среди современных ассоциаций остракод Северного Каспия найдены пресноводные формы.

На Астраханской площади антропогеновые отложения представлены морскими фациями (бакинский ярус). Здесь имеют распространение тёмно-серые и желтовато-серые глины. Средне- и верхнечетвертичные отложения выделяются условно.

Глава 7.

Геодинамическая эволюция Кавказского орогена

Установлено, что Терско-Каспийский прогиб в тектоническом и геодинамическом отношении приурочен к переходной зоне от типично, и (или) близких к ним, платформенных условий к горно-складчатому сооружению Большого Кавказа. Проблеме тектонического строения Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса и сопредельных территорий посвящено огромное количество работ. В последние два десятилетия наибольшее распространение получила геодинамическая модель, основанная на положениях концепции неомобилизма, согласно которой первопричиной образова-

ния Кавказа явился северо-восточный дрейф Афро-Аравии с последовавшей затем коллизией с южной окраиной Восточно-Европейского кратона. В связи с этим, строение Большого Кавказа рассматривается как покровно-надвиговое.

Основы модели, согласно которой Большой Кавказ представляет собой систему пакетов и пластин, разделенных региональными надвиговыми системами, местами переходящими в покровы и надвинутыми в основном с севера на юг, были разработаны в 20-30-х годах В. П. Ренгартеном, К. И. Богдановичем, Л.А. Варданянцем, Н.Б. Вассоевичем, А.П. Герасимовым, Б.М. Келлером, Н.С. Шатским, И.О. Бродом и Б.К. Лотиев и др., 1986). А с 70-х годов и по настоящее время В.Е. Хаиным, Е.Е. Милановским, М.Г. Ломизе, Ш.А. Адамия, Н.В. Короновским, Л.М. Расцветаевым, С.И. Дотдуревым, М.Л. Коппом, В.Г. Казьминим и др. Существуют довольно многочисленные мобилистские кинематические модели строения и развития Большого Кавказа и смежных с ним регионов. Имея общую базу (дрейф континентов), предложенные модели иногда существенно различаются как по представляемым механизмам тектонодинамических процессов, так и по интерпретации результатов их воздействия на геологическую среду во времени и пространстве (рис. 7.1).

При этом принципиальная геодинамическая схема Большого Кавказа представляется межконтинентальным, или коллизионным горноскладчатым сооружением, структура которого определяется подвигом Кавказской плиты на север, под Евразийскую плиту, с присутствием континентальной коры по обе стороны (Скифская и Закавказская плиты).

О геодинамических условиях развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса и его северного обрамления в ранние эпохи тектогенеза имеются достаточно скудные и порой противоречивые данные. Более обоснованно можно предполагать, что в позднем палеозое после герцинской эпохи складчатости на Северном Кавказе сформировалась новая континентальная кора, которая нарастила к югу Восточно-Европейский континент за счет новообразованной Скифской плиты. Основными геодинамическими событиями этого этапа, определившими дальнейшее тектоническое развитие Большого Кавказа, являются столкновение плит, произошедшее, возможно, еще в раннем карбоне, и образование новой зоны Беньофа, определившее отчленение края южной плиты в виде узкого протяженного блока (современная зона Главного хребта) и образования новой пары взаимодействующих плит – Скифской и Закавказской.

В альпийской геодинамике рассматриваемого сегмента Средиземно-морского пояса выявляется несколько главных кульминаций тектонической активности. Одна из ключевых – лейасовая кульминация выражает растяжение и рифтинг на лавразийском обрамлении океана Тетис и его микроконтинентах. Можно предполагать, что в этот период в океане продолжался спрединг, начавшийся по данным Н.В. Короновского в позднем триасе или в конце палеозоя.

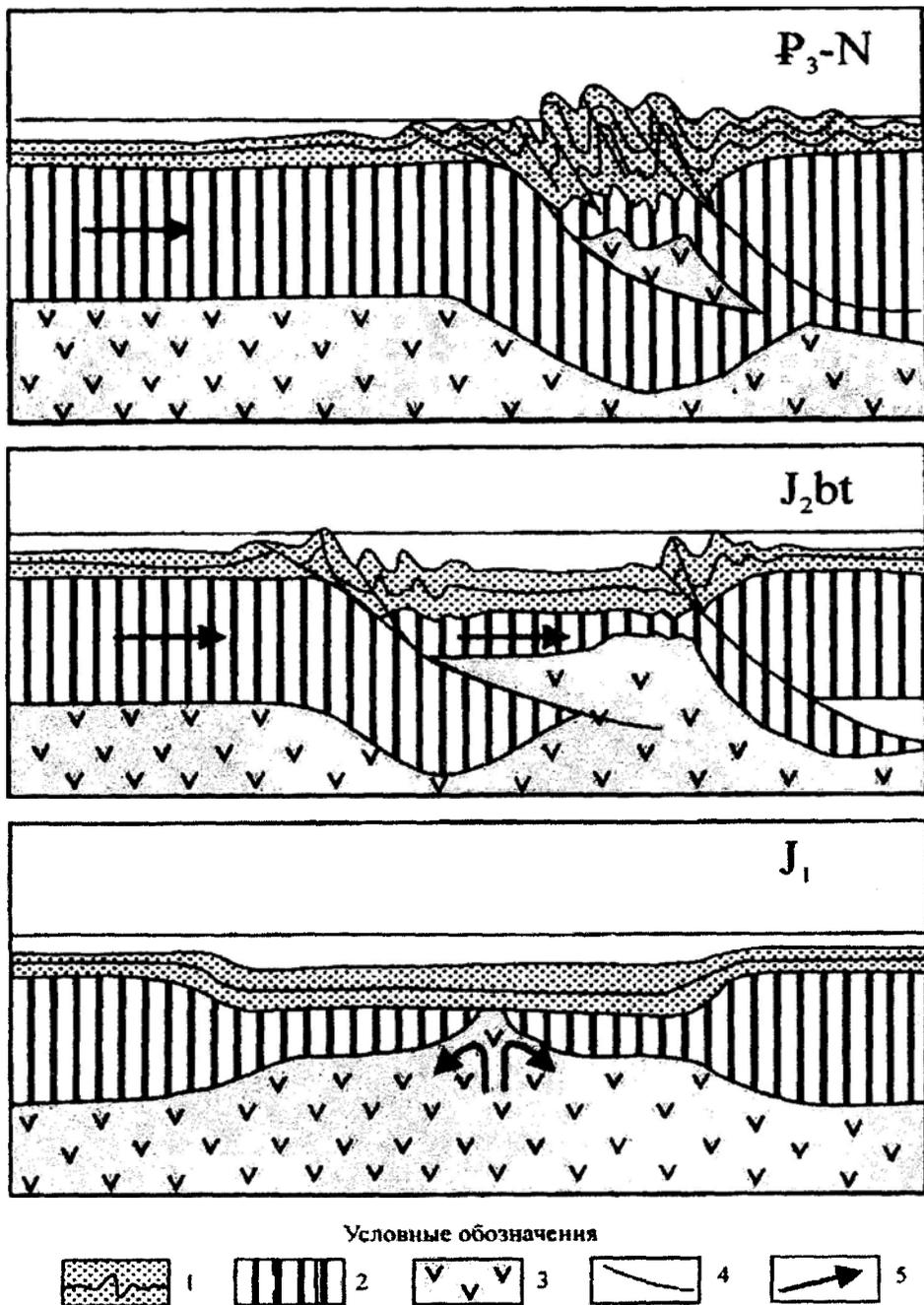


Рис.7.1. Геодинамическая модель альпийской складчатости Большого Кавказа (по Ш.А. Адамия и др., 1987 г).
 1 - осадочные отложения; 2-3 - фундамент; 4 - разломы; 5 - направления движений.

Лейас-ааленский период обособления и расширения морского бассейна, отличавшийся чрезвычайно бурным развитием геологических процессов, соответствует обстановке интенсивного растяжения, углубления и расширения седиментационного бассейна и состоит из стадии обособления (синемюр-карикс) и стадии углубления и расширения бассейна (домер-аален). Растяжение, по-видимому, было достаточно существенным, а образовавшаяся вследствие раздвига Скифской и Закавказской плит Большешахавказская рифтовая впадина была аналогична Красноморской.

Байосский максимум активности выражает коренное изменение геодинамической обстановки на северном краю океана Тетис, где началась субдукция под Лавразийский континент: пассивная окраина преобразовалась в активную окраину андского типа. Байос-батский период сжатия характеризовался значительной перестройкой структурного плана. Начавшиеся на рубеже аалена и байоса складчатые деформации значительно усилились к концу бата (Леонов, 2007).

Обширные участки Скифской и Закавказской плит перед келловеем подверглись размыву, осадконакопление продолжалось лишь в пределах флишевого прогиба, испытавшего в течение верхнеюрско-мелового времени некомпенсированное погружение. В раннем мелу в усилившееся прогибание флишевой впадины были втянуты окраины обеих плит, ставшие зонами накопления субфлишевых образований, а в позднем мелу морская трансгрессия охватила обширные районы на обеих плитах. В целом, период характеризовался относительно спокойной в тектоническом отношении обстановкой, слабыми и умеренными нисходящими движениями, прерывавшимися на континентальных плитах кратковременными импульсами тектогенеза.

Более важные геодинамические события происходят, начиная с позднего альба. По данным М.Г. Ломизе, в этот период происходит изменение направления дрейфа Афро-Аравии относительно Евразии. Коллизионные процессы, начавшиеся на контакте литосферных плит во второй половине позднего мела Н.В. Короновским разделены на три стадии, характеризующиеся различными геодинамическими обстановками. Начальная, или ранняя, коллизионная стадия охватывает вторую половину позднего мела, палеоцен, ранний и средний эоцен. В это время отдельные континентальные массивы Кавказского сегмента, вошедшие в соприкосновение между собой, начали как бы «притираться» один к другому. С рубежа эоцена и олигоцена началась средняя, или «мягкая», стадия коллизии. Скорость конвергенции плит была невелика, и в течение олигоцена – среднего миоцена наблюдается, пожалуй, самый значительный минимум скорости дрейфа Афро-Аравии относительно Евразии.

Резкое изменение ситуации произошло в позднем миоцене, связанное с началом отделения от прежде единой Африканской плиты, части Аравийской и ее ускоренным продвижением к северу. Этот процесс происходил в условиях увеличения скорости конвергенции плит. По данным Н.В. Короновского, в течение этого времени Аравийская плита продвинулась к северу на 300- 350 км. Продвижение к северу Аравийского клина ознаменовало собой позднюю («жесткую») стадию коллизии, так как в это время все массивы с

корой континентального типа и разделявшие их подвижные зоны уже были спаяны в единое целое, испытав складчатость (рис. 7.2).

Олигоцен-голоценовый период сжатия, охватывающий две стадии коллизии, отличался наиболее интенсивно протекавшими тектоническими движениями, охватившими огромные пространства на обеих плитах и сильно изменившими первоначальное расположение мезозойских фациальных зон. В это время возникло складчато-покровное сооружение Большого Кавказа, осадочный чехол малым-эоценовых внутренних фациальных зон был шарьирован на мелководные зоны и превращен в покровные комплексы, а их основание почти целиком перекрылось Скифской плитой. В конце периода в шарьирование были вовлечены и осадки межгорных и предгорных прогибов. В действующем поле напряжений возникли главные зоны надвигов Кавказа, в т.ч. Известнякового и Предгорного Дагестана. Зоны эти образованы прямолинейными сколовыми разрывами и шовными зонами диагонального к складчатости простирания, кулисными рядами эшелонированных складок и надвигов.

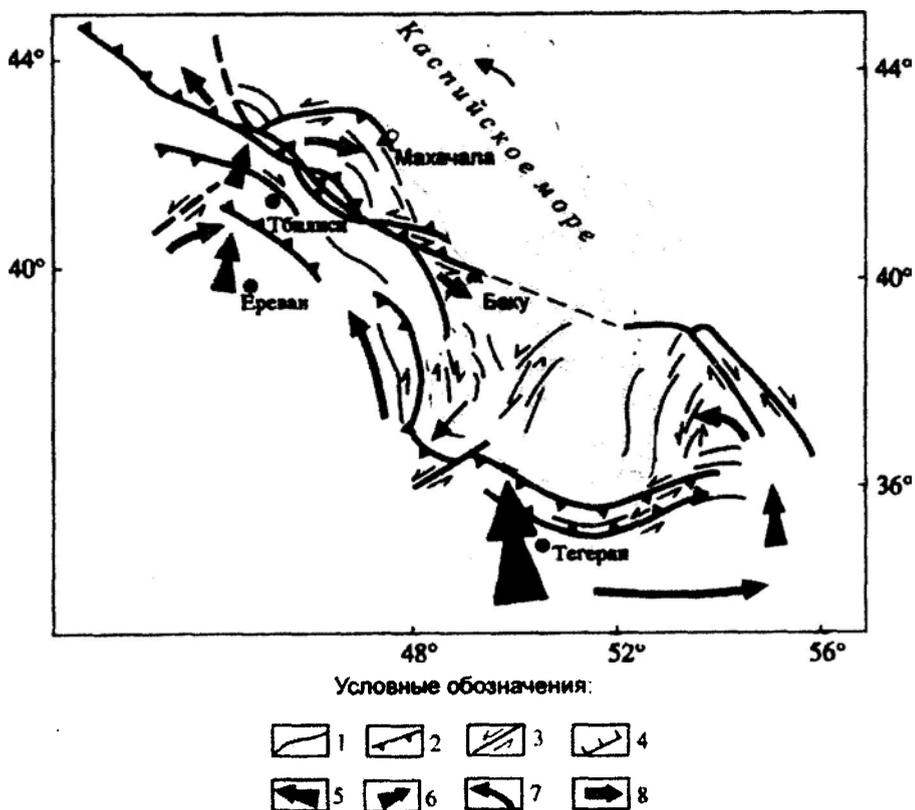


Рис. 7.2 Кинематическая схема Кавказско-Каспийской области (по Ю. Г. Леонову, 2001 г).

- 1 - мегаскладки и валы, 2 - надвиги и взбросы, 3 - сдвиги, 4 - сбросы,
- 5 - главное направление давления Аравийской плиты
- 6 - локальные участки концентрации давления
- 7 - направление латерального выжимания
- 8 - направление горизонтального растяжения

В рассмотренных выше схемах формирования Кавказского орогена, основанных на концепции тектоники литосферных плит, природе и геодинамической позиции предгорных прогибов, к сожалению, уделяется мало внимания. Однако приведенных в этих моделях данных достаточно для того, чтобы, в некоторой степени восполнить этот пробел. В восточно-кавказском сечении в последние стадии коллизии в зону конвергенции были вовлечены аккреционная призма и аллохтонный блок Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба. Субдуцирование Закавказской плиты инициировало формирование покровов. Образование надвигов сопровождается не только субгоризонтальным перемещением масс горных пород относительно поверхности срыва, но и субвертикальным выжиманием крупных блоков. В существенно упрощенном и обобщенном виде результаты процессов, происходивших в северной части зоны конвергенции, сводятся к субвертикальному воздыманию блоков Главного и Бокового хребтов формированию надвигов Известнякового и Предгорного Дагестана и, фактически, компенсационному погружению осевой части Терско-Каспийского прогиба. У Эльхотовских ворот, где река Терек прорывается через Сунженский хребет, находилась глубокая поперечная впадина, пересекавшая западную часть терско-Каспийского прогиба от г. Прохладного – на севере до г. Владикавказа – на юге. Скважина, пробуренная в районе сел. Кадгарон в Осетинской впадине глубиной 1903 м, не вышла из вулканогенно-осадочных отложений, что свидетельствует о возможной мощности свиты рухдзуар превышающей 2,0 км. Свита рухдзуар мощностью 1000 м, визуализируется в долине р. Терек в Осетии. Установлено, что вулканиты Казбека моложе свиты рухдзуар и относятся к среднему-позднему плейстоцену и голоцену. Где находились центры извержения, давший огромный объем вулканического материала, точно не известно (Короновский, Демина, 2007 год). Возможно эти вулканы оказались разрушенными, а слагающий их материал снесен в предгорный прогиб за короткое время. Такая мощная толща могла сформироваться только при условии усиленного прогибания этой части Терско-Каспийского передового прогиба (Леонов и др.) Ясно одно, что свиты рухдзуар и лахара образовались при взрыве вулкана Казбек. Одной из наиболее общих черт структуры предгорных прогибов является достаточно четкое выделение в их пределах интенсивно дислоцированной прилегающей к орогенной зоны. Их ширина, взаимоотношение в пространстве, положение по отношению к обрамляющим платформенным структурам могут быть различными, но присутствие двух зон – характерный признак предгорных прогибов различного возраста.

Для орогенной зоны типичны узкие, протяженные антиклинали или антиклинальные зоны часто сложного строения, состоящие из кулисообразно расположенных линейных складок, осложненных на поверхности и на глубине надвигами и взбросами. Присутствие таких линейных антиклинальных зон – общая черта строения практически всех предгорных прогибов. Геодинамически эти зоны можно характеризовать как зоны фронтальных дислокаций.

Одной из отличительных черт этих зон является характер их сочле-

нения с горно-складчатым сооружением. Последнее (хотя и в различной степени в разных местах) надвинуто на прогибы с образованием сложной складчато-надвиговой структуры. Амплитуда надвигания складчатых сооружений на внутренний борт прогиба может достигать десятков километров. Надвиги, нередко образующие целые пакеты пластин как в Предгорном Дагестане, сосредоточиваются именно в пределах антиклинальных зон и не прослеживаются в соседних синклиналиях либо быстро в них затухают. Такие надвиги часто присутствуют и в фронтальной полосе горно-складчатого сооружения (Известняковый Дагестан), надвинутого на прогиб, причем они развиваются параллельно поверхностям напластования в некомпетентных пластах.

Процессы сжатия и растяжения взаимосвязаны во времени и пространстве, т.е. любому сжатию всегда сопутствует растяжение, и наоборот. Поэтому, если в предгорных прогибах существуют зоны фронтальных дислокаций, представляющие собой передовую складчатость тектонокомплекса, который одной из своих сторон обращен к источнику возникновения региональных напряжений, должны существовать и области компенсационных – тыловых дислокаций, приуроченных к платформенным бортам прогибов (Короновский Н.В., 1987). Причем, тектонодинамика этих деформаций, возникающих под действием преимущественного растяжения отлична от таковой в зонах фронтальных дислокаций, где доминируют напряжения сжатия. Зоны тыловых дислокаций могут быть представлены складчатыми и разрывными структурами различных генетических типов и морфологического облика. Например, в Западно-Кубанском прогибе это литрические блоки Прибрежно-Новотитаровской зоны, в Терско-Сулакском прогибе – малоамплитудные преимущественно пликативные дислокации, образующие структурные линии кавказской и антикавказской ориентировки.

Таким образом, в мезозойско-кайнозойской геологической истории Большого Кавказа и его северного обрамления выделяются два периода растяжения и два периода сжатия. При этом важнейшее значение имели первые и последний, охватывающий две коллизионные стадии, в течение которых геологические процессы развивались весьма активно.

В Терско-Каспийском прогибе сформировавшегося на коллизионной стадии геодинамического развития территории в обстановке регионального субмеридионального сжатия, сформировались складчато-надвиговые структуры на южном борту и зоны малоамплитудных пликативных дислокаций на северном.

Структурно-формационный анализ рассматриваемого региона свидетельствует о том, что в своем развитии Кавказская континентальная окраина последовательно прошла ряд этапов, каждому из которых соответствуют специфические условия осадконакопления и формирования определенных осадочных комплексов.

7.1. Основные этапы и стадии формирования современной структуры Кавказского региона

Этапность становления современной структуры рассматриваемой части Кавказского региона связана и обусловлена периодичностью мощных глобальных и региональных эндогенных процессов.

Герцинская эпоха развития Кавказа в пермо-триасовое время завершилась возникновением активной континентальной окраины, вероятно, тихоокеанского типа (Грачев и др., 1985, Самыгин, Хаин, 1985). Этот этап не повлек за собой формирование крупного орогена (Лордкипанидзе и др., 1984). Крайняя скудность сведений о составе и строении палеозойско-триасовых отложений Восточного Кавказа затрудняет определение условий их накопления. По аналогии с Центральным Кавказом, в его восточной части предполагается существование мощных толщ карбонатно-терригенных отложений, формирование которых происходило синхронно с накоплением дизской серии (девон-триас) южного склона Большого Кавказа.

В это время Кавказ представлял собой активную окраину Восточно-Европейского континента, погружавшуюся в окраинные моря северной периферии океана Тетис. Вследствие активного взаимодействия океанической и континентальной плит к северу на территории Предкавказья преобладали условия растяжения и рифтообразования. В этих условиях формировались пермо-триасовые рифты, к их числу которых относится система Манычских прогибов (Крылов и др., 1981).

Накопление в позднем триасе вулканогенно-осадочных отложений связано с тектоническими перестройками раннекеммерийской фазы тектогенеза, ознаменовавшими собой начало альпийской эпохи развития.

Ранне-среднеюрскому этапу на Кавказе предшествовал общий подъем территории, сопровождающийся складкообразовательными процессами, на что указывает повсеместное залегание лейасовых отложений на различных по возрасту подстилающих породах с резким угловым и стратиграфическим несогласием.

С наступлением юрского периода в Восточном Предкавказье прогибанием были охвачены зона Манычских прогибов, северная часть Прикумской системы поднятий, Терско-Сунженская зона и Предгорный Дагестан, где происходило накопление морских осадков. Отложения нижнеюрского отдела представлены терригенными породами конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами. Снос терригенного материала в зону его накопления происходил с востока Ставропольского свода. Для этого времени характерна активизация вулканической деятельности, о чем свидетельствует наличие в нижнеюрском разрезе туфов, туфобрекчия лавовых покровов. Толщины нижнеюрских отложений в Предгорном Дагестане изменяются от 1500м до 4000м.

В среднеюрскую эпоху продолжали преобладать нисходящие колебательные движения, носившие более сложный и дифференцированный характер. Происходило перемещение зон наиболее интенсивного прогибания и изменение скорости опускания, а именно, смена нисходящих движений на вос-

ходящие. Отличительной чертой первой половины ааленского века являлось широкое развитие процессов углеобразования, что привело к появлению в разрезе пластов углей и углистых сланцев мощностью до 1–2 м. В остальные отрезки времени шло накопление морских терригенных осадков. В конце эпохи произошло усиление геотектонических подвижек, стали преобладать восходящие движения, что вызвало отступление моря и осушение значительной территории (рис. 7.3).

В Терско-Сунженской антиклинальной зоне и Предгорном Дагестане среднеюрские породы представлены глинами, алевролитами и песчаниками, общие толщины которых достигают от 1500 м до 2100 м. В течение позднеюрского этапа в Терско-Каспийском прогибе накапливались преимущественно карбонатные осадки с незначительной примесью терригенного материала, за исключением начала этапа (келловейский век), когда в бассейн седиментации поступил терригенный материал. Отложения позднеюрского возраста распространены по исследуемой территории неравномерно и отсутствуют из-за их размыва в Восточной и Западной антиклинальных зонах, а так же на юго-западе Дагестанского клина. Значения толщин накопленных осадков невелики и варьируют в пределах 100–200 м. В келловейский век грубообломочные терригенно-карбонатные осадки несогласно перекрыли подстилающие отложения позднеюрского возраста. Наибольшего значения угловое несогласие достигло в Предгорном Дагестане, где верхнеюрские и меловые отложения залегают на быстро сокращающихся за счет размыва нижнесреднеюрских толщах.

В оксфордский век в условиях развития трансгрессии на рассматриваемой территории сформировался карбонатный известняково-доломитовый комплекс, замещающийся к северу карбонатно-терригенными осадками. В кимеридж-титонский век формировались гипсы и ангидриты. Толщина верхнеюрских отложений колеблется от 0 до 600 м, проявляя тенденцию возрастания в северо-западном направлении.

После оживления, тектонической деятельности в конце позднеюрского времени с наступлением раннемелового этапа значительная территория Восточного Предкавказья была вовлечена в длительное и медленное прогибание, приведшее к крупнейшей на Северном Кавказе морской трансгрессии, начавшейся в берриас-валанжинское время. Под уровнем моря оказалась почти вся территория Дагестана, исключая восточные районы. Образование карбонатных осадков происходило за счёт гидрохимического и биогенного седиментогенеза в мелководном морском бассейне. На юго-востоке условия накопления осадков были близкими к лагунным. В берриас-валанжинское время условия осадконакопления изменились незначительно. На шельфе Каспия накапливались терригенно-сульфатно-карбонатные толщи. Источником питания терригенным материалом служила обширная северная суша.

В готеривский и барремский века в Восточном Предкавказье произошло расширение морского бассейна в северном направлении. В Предгорном Дагестане часто проходили изменения скорости прогибания, дифференциация бассейна на локальные мобильные зоны, что приводило к частому изменению условий седиментации. Формирование осадков шло путем механического осаждения частиц, а также под воздействием хемогенных и

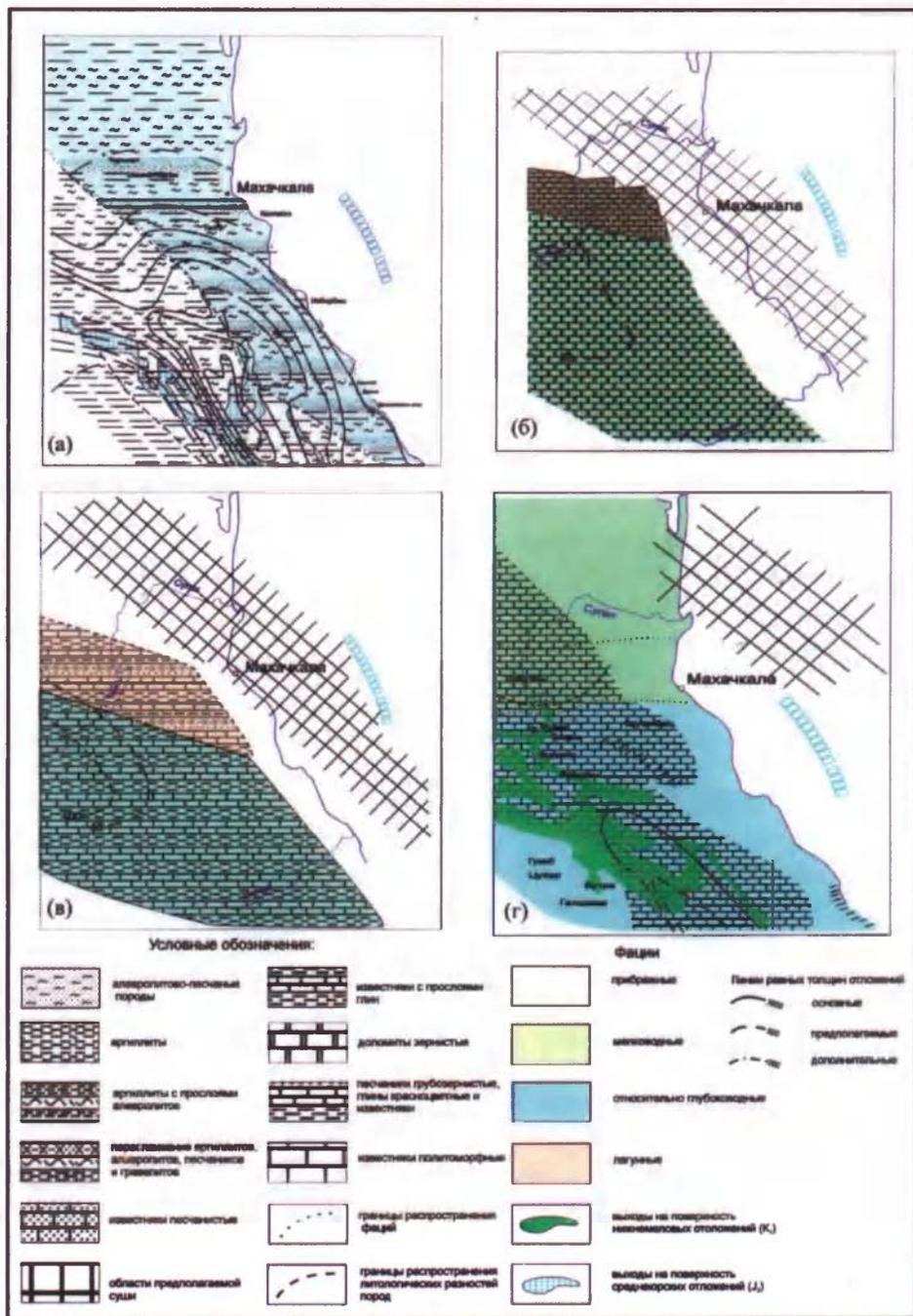


Рис. 7.3. Распределение фаций и толщин мезозойских отложений юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба по И.А. Броду с добавлениями авторов. (а - байосс, б- оксфорд, в - киммеридж, г - валанжин).

биогенных процессов. Ставропольский свод и кряж Карпинского были покрыты морем не полностью, откуда и происходил снос материала в седиментационный бассейн.

Отложения готеривского и барремского ярусов в пределах Терско-Каспийского прогиба сложены в основном терригенными породами с прослоями карбонатных образований незначительной толщины (рис. 7.4).

Аптский век также характеризуется морской трансгрессией, распространившейся почти на всей территории Северного Кавказа. Суша была развита только в северо-западной части Ставропольского свода, откуда и происходил основной снос осадочного материала. В Восточном Предкавказье происходило накопление мелководных терригенных образований – алевролитовых глин и кварцево-глауконитовых песчаников, толщина которых достигает в Терско-Сулакском прогибе значений 340–400 м.

В альбский век господствовали нисходящие колебательные движения, прерываемые на краткое время восходящими, что приводило к осушению локальных участков и перерывам в осадконакоплении. На большей части изучаемой территории в это время отлагались глины песчанистые и песчаники мелкозернистые с глауконитом мощностью до 300 м. Условия формирования осадков благоприятствовали накоплению и захоронению в них органического вещества, что, наряду с другими факторами, позволило отнести альбские отложения к нефтегазопроизводящим.

В поздне меловую эпоху трансгрессия моря достигла наибольших размеров, покрывая области, служившие ранее источниками сноса обломочного материала. Верхнемеловые отложения обнажаются в ядрах некоторых поднятий Предгорного Дагестана (Хадумского, Талгинского и др.), и пройдены скважинами на многих площадях Дагестанского клина, а также на северном склоне Терско-Сулакского прогиба. Представлены они в основном известняками с прослоями мергелей и терригенных пород в верхней и нижней частях разреза.

В сеноманский век темп прогибания замедлился. В Терско-Сулакском прогибе отложения сеномана представлены переслаиванием известняков и мергелей с преобладанием первых.

Новая морская трансгрессия, начавшая развиваться с позднего турона, также охватила почти всю территорию Предкавказья, где в условиях мелководья и удаленности от источников сноса происходило накопление известняковых разностей. В туронский и коньякский века откладывались известняки органические, известняки глинистые и мергели. В пределах Терско-Сулакского прогиба отложения этого возраста представлены переслаиванием известняков с тонкими прослоями мергелей, мощность которых достигает 50 м.

Развившаяся в сантонский век трансгрессия моря занимала практически ту же территорию, что и в предыдущий век. В Терско-Сулакском прогибе отлагались известняки с прослоями мергелей, мощность которых изменяется от 25 до 50 м. В горной части Дагестана начиная с сантонского века на локальных участках энергично стали проявляться восходящие тектонические движения, вызвавшие развитие подводно-оползневых процессов. Следы подводных оползней в верхнемеловых отложениях отмечались многими исследователями почти на всей территории выходов пород комплекса на поверхности (Казьмин В.Г., 1989).

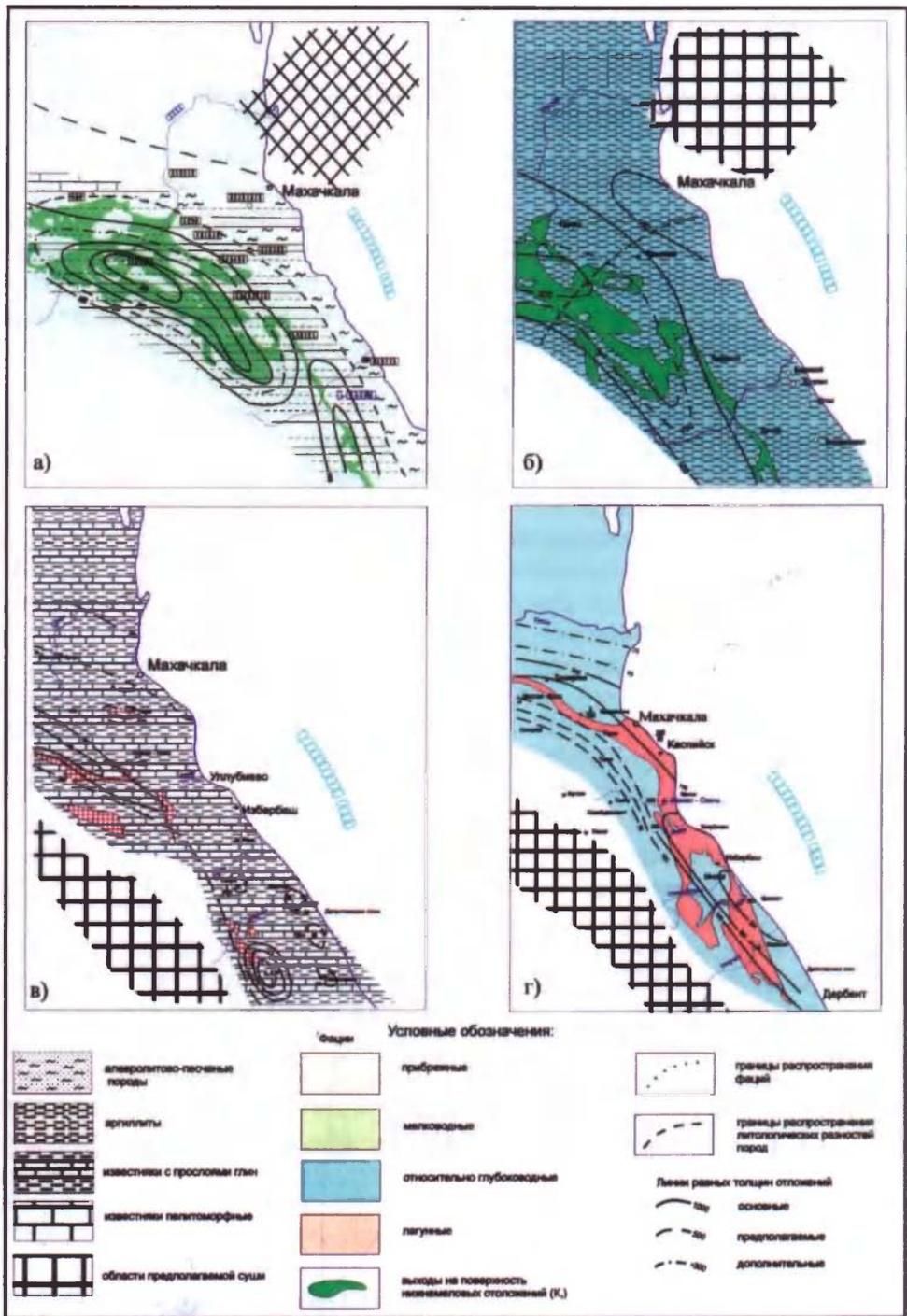


Рис. 7.4. Распределение фаций и толщин мезозойских отложений юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба) по И.А. Броду с добавлениями автора. (а - баррем, б - альб, в - эоцен, г - сармат).

Для кампанского века были характерны условия накопления осадков, присущие сантонскому веку. На всей территории Восточного Предкавказья, включая Терско-Каспийский прогиб, кампанские отложения представлены переслаиванием глинистых известняков и мергелей. Мощность пород достигает 100 м. Подводные палеооползни кампанского возраста получили распространение только в западной части Известнякового Дагестана.

Маастрихтские отложения Предкавказья связаны постепенным переходом с кампанскими образованиями. Значительные прогибания отмечались в Терско-Каспийском прогибе, где отлагались карбонатные осадки, главным образом, известняки с прослоями мергелей толщиной 200–300 м.

С начала датского века наступила регрессия моря. На большей части Восточного Предкавказья существовал мелководный шельф, где накапливались незначительные по толщине (2–8 м) осадки, представленные мергелями и глинистыми известняками. Районами относительного прогибания оставались Терско-Сунженская зона и Терско-Сулакский прогиб, где отложения представлены в основном известняками толщиной 50–150 м.

Тектонические движения, начавшиеся во второй половине позднемиоценовой эпохи, во многом предопределили дальнейшее развитие изучаемого региона. Палеоцен-эоценовый этап развития отличался своеобразным спокойным геотектоническим режимом, что отразилось в кратковременных и многократных локальных импульсах, не изменивших общие размеры и палеогеографические условия бассейна седиментации (Буторин, 1984).

Палеоцен-эоценовый седиментационный бассейн, несмотря на определенные отличия, унаследовал от верхнемелового основные черты осадконакопления, что привело к образованию и преимущественному распространению карбонатных (мергельных и известняковых) пород, обогащенных терригенным материалом. Отложения палеоцен-эоценового возраста (фораминиферовая свита) сложены преимущественно мергелями и известняками с прослоями глин, алевролитов и песчаников в нижней части разреза. Толщина фораминиферовых слоев в рассматриваемом регионе изменяется от 500 до 20 м и полного размыва на сводах отдельных складок. Отложения палеоцен-эоценового возраста в Предгорном Дагестане обнажаются в сводах крупных поднятий (Талгинского, Балхасхунукского и др.), а также пройдены скважинами на многих разведочных площадях. Палеоцен-эоценовая структура Предгорного Дагестана была дифференцирована на различные по размерам поднятия и прогибы. В ее строении прослеживались черты современного структурного плана, особенно после тектонических подвижек в конце эоценовой эпохи.

На рубеже эоцена и олигоцена геодинамическая обстановка на Кавказской континентальной окраине начала изменяться и карбонатная седиментация сменилась терригенной.

В олигоцене структурный план рассматриваемого региона претерпел перестройку. В результате осушения обширных платформенных областей и активизации выветривания резко увеличился снос обломочного материала, что обусловило господство терригенного осадконакопления. Ареной мощной лавинной седиментации явилась зона Терско-Каспийского прогиба, стремительное погружение которой опережало осадконакопление, что создавало ус-

ловия для формирования толщ клиноформного строения. Возникновение в олигоцене обстановки интенсивного тангенциального сжатия, повлекло за собой надвигово-складчатые деформации мезозойско-эоценовых осадочных комплексов в глубоководной части седиментационного бассейна, где начал формироваться покровно-надвиговой пояс Дагестана.

Начало олигоценовой эпохи (хадумский век) в рассматриваемом регионе ознаменовалось общим, небольшим по сравнению с верхним эоценом, углублением седиментационного бассейна. В результате в хадумское время почти повсеместно отлагались карбонатно-терригенные осадки, образующие переходную толщу от известняково-мергельных пород фораминиферовой серии к глинистым образованиям майкопа. Хадумские отложения распространены повсеместно и характеризуются литолого-фациальной выдержанностью мергельно-глинистых осадков. Это показательно для остракодового пласта, залегающего в средней части горизонта, и представленного мергелем или глинистым известняком мощностью 0,2–0,5 м.

Как уже отмечалось, олигоцен-раннемиоценовая морская трансгрессия в Восточном Предкавказье привела к накоплению значительной толщи терригенных отложений майкопской серии, которые выходят на дневную поверхность лишь в Предгорном Дагестане. Сложены они преимущественно глинами с подчиненными прослоями песчаных и алевролитовых пластов и распространены в подошве карбонатных образований. Толщина олигоцен-нижнемиоценового комплекса изменяется в широком диапазоне: от 100 м до 2000 м, сокращаясь от центральной части Дагестанского клина во всех направлениях.

Среднемиоценовая эпоха характеризовалась спокойным тектоническим режимом, проявившимся в виде слабого прогибания. Однако в конце тарханского времени почти вся территория Предкавказья была выведена из-под уровня моря. Отложения среднего миоцена на значительной территории Предгорного Дагестана частично или полностью размыты. Породы тарханского горизонта незначительной толщины сохранились на некоторых участках Терско-Каспийского прогиба. С наступлением чокракского времени Предкавказье претерпело значительное по масштабам прогибание. Наибольшее опускание испытала восточная часть Терско-Сулакского прогиба, где накопилось более 1000 м чокракских отложений, представленных глинами с прослоями песков, песчаников и алевролитов. Основным источником питания терригенным материалом в это время служила Кавказская суша на юге. В караганское и конкское время опускание Терско-Каспийского прогиба замедлилось по сравнению с предыдущим временем. Толщина караган-конкского горизонта в Дагестане не превышает 400 м и сложен он глинами с прослоями мелкозернистых песков и алевролитов.

С началом сарматского века морская трансгрессия охватила практически все Предкавказье. В раннем сармате на территории Терско-Каспийского прогиба существовал глубоководный режим осадконакопления. В середине сарматского века произошел умеренный подъем территории, но несмотря на это здесь продолжалось накопление глубоководных глинистых осадков. В позднесарматское время в пределах краевого прогиба существовал нормальный морской режим. Отложения сарматского яруса в восточной части

Терско-Каспийского прогиба представлены глинами с прослоями доломитизированных мергелей, реже тонкими прослоями алевролитов. Их общая толщина в исследуемом регионе превышает 1100 м.

В мзотический век восходящие тектонические движения в Восточном Предкавказье достигли максимума, что обусловило ограниченное площадное распространение моря. Мзотические отложения присутствуют лишь в Терско-Сулакском прогибе, где они имеют толщину 100–500 м, а также в разрезах северной части Дагестанского клина.

Начало понтического века характеризовалось затоплением большей части территории Предкавказья. Сушей оставался только Ставропольский свод. В Дагестане мелководное понтическое море существовало только в Терско-Сулакском прогибе, где отложились глины известковистые и известняки, переходящие в мергели. Толщины понтических отложений колеблются в пределах 0–100 м.

На территории Предгорного Дагестана в предакчагыльское время получили широкое распространение процессы формирования складок и разрывов. Именно с предакчагыльской складчатостью связано образование или завершение формирования всех локальных поднятий современного облика, исключая незначительные детали.

После регионального предакчагыльского перерыва началось интенсивное прогибание и накопление мощной толщи акчагыльских осадков, перекрывающих с резким угловым и азимутальным несогласием разные по возрасту подстилающие комплексы.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о продолжительном и разнообразном геологическом развитии юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба, обусловленном своеобразием тектонических режимов. Эти процессы привели к развитию различных литолого-фациальных условий осадконакопления и сложных по механизму и длительности во времени процессов складкообразования.

В формировании общей структуры региона важную роль сыграли новейшие и современные тектонические движения. Современный структурный план сформировался в плиоцен-плейстоценовую эпоху. Это обстоятельство имеет весьма важное значение для анализа условий формирования зон нефтегазонакопления и закономерностей размещения скоплений углеводородов.

Глава 8.

Литолого-стратиграфическая характеристика осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря и его обрамления

8.1. Стрoение фундамента Скифско-Туранской плиты

Наиболее существенный вклад в изучение тектоники Скифско-Туранской плиты внесли представители ВНИГНИ (Бурштар М.С., 1968; Швембергер Ю.Н., 1970; Муратов М.В., 1973 и др); ИГиРГИ (Крылов Н.А., 1971; Летавин А.И., 1975; Мирчинк М.Ф., 1970); МИНХ и ГП (Бакиров А.А., 1964; Гаврилов В.П., 1975; Успенская Н.Ю., 1967; и многие другие). Боль-

шую роль в изучении глубинного строения Скифско-Туранской плиты играли и играют организации АН Российской Федерации. С северо-запада она сопряжена с Русской плитой Восточно-Европейской платформы. Юго-западное обрамление Скифско-Туранской плиты представлено Альпийской складчатой областью, границей которых, как было отмечено ранее, является Терско-Каспийский передовой прогиб. Границы с другими крупными тектоническими элементами, в большинстве случаев определяются положением граничных разломов, отчетливо выраженных в строении поверхности фундамента. В Предкавказье граница молодой платформы протягивается вдоль подножия Кавказского хребта от Таманского до Апшеронского полуострова и далее через Апшеронский порог к предгорьям Копет-Дага. Поверхность фундамента связывается в современном представлении, с поверхностью консолидированных пород, обладающих физическими свойствами, отличными от покрывающих отложений осадочного чехла, т.е. время окончательного становления фундамента связывается с завершением складчатости и активного магматизма. Обычно граница фундамент-осадочный чехол четко картируется по различию в степени метаморфизма, магматизма, дислоцированности отложений, резкому несогласию, значительному перерыву в осадконакоплении между подстилающими и покрывающими отложениями, по резкому скачку в изменении физических свойств пород на контакте плотности магнитной восприимчивости, граничной скорости и электропроводности. К сожалению часто встречаются случаи, когда трудно определить четкую границу фундамента и осадочного чехла, когда в разрезе присутствует так называемый переходный комплекс (Летавин А.И., Крылов Н.А., 1959). Двухярусность фундамента доказана в пределах вала Карпинского (Гаркаленко И.А., 1972). Явление резонансной складчатости отмечается и для районов, прилегающих к киммерийским зонам. В некоторых случаях двухярусность в строении фундамента может быть объяснена надвиганием складчатых комплексов на платформенный чехол прилегающих плит. Примером такого случая может служить северная окраина вала Карпинского, надвинутая на Русскую плиту. Масштаб этого надвигания оценивается в 20 км. (Краснопевцева Г.В., 1976).

Предкавказский блок фундамента, включает Ставропольский свод, Восточно-Кубанский прогиб и Прикумско-Тюленевский вал. Все структурные элементы между собой сочленяются по разломам, образуя в плане ряд кулис, заходящих друг за друга. Установлено, что более половины площади Скифско-Туранской плиты представлено древними массивами, связанными между собой палеозойскими складчатыми системами. Консолидация фундамента описываемой плиты произошла не одновременно в разных ее частях. Если в восточной части плиты консолидация фундамента завершилась в каледонский и герцинский этапы развития, то в западной части, этот процесс закончился в раннеюрскую эпоху.

8.2. Характеристика осадочного чехла платформенной части Каспия.

8.2.1. Нижний структурный ярус. Нижний структурный ярус осадочного чехла Скифско-Туранской плиты включает отложения от верхнего

карбона и нижней перми до триаса, включительно. Он залегает на складчатом геосинклинальном фундаменте, граница которого определена по данным сейсморазведки и бурения глубоких поисково-разведочных скважин. В Предкавказье тафрогенный комплекс плиты начинается с отложений нижнего триаса. Верхняя граница связывается в большинстве случаев с подошвой юрских отложений. Главной особенностью строения доюрского комплекса Скифско-Туранской плиты является четкая северо-западная ориентировка зон развития отложений нижнего структурного яруса осадочного чехла. В положении указанных зон сказываются проявления тектонических движений по разломам каледонского цикла тектогенеза в восточной части плиты и герцинского этапа развития в ее западной части.

Строение и закономерности формирования осадочного чехла Скифско-Туранской плиты рассматриваются в работах Г.И. Амурского (1970), А.А. Бакирова (1964, 1970), А.И. Летавина (1975), М.Ф. Мирчинка (1970), Л.Г. Кирюхина (1974), А.Л. Яншина (1966) и других исследователей.

В результате проведенных ими работ к настоящему времени выявлены основные черты строения осадочного чехла, установлены этапность его строения, степень соответствия структурных форм фундамента и чехла, характер развития отдельных частей плиты, крупных структурных элементов, локальных складок, формы связи последних с месторождениями нефти и газа. Всеми исследователями, верхняя часть осадочного чехла от среднеюрских до современных отложений рассматривается, однозначно, как платформенный или плитный комплекс. Геологическая природа доюрских образований является предметом дискуссии в научной литературе. Эти отложения по мнению многих исследователей (А.И. Летавин и др.) занимает промежуточное положение между типично платформенными отложениями осадочного чехла и геосинклинальным комплексом фундамента. Там, где доюрские отложения выходят на поверхность, они имеют орогенное происхождение или представлены дислоцированными породами, подвергшимся складчатости. Изучение формационного состава этих отложений подтверждает двойственность в положении доюрских образований. Именно поэтому, по вопросу о геотектоническом положении доюрских образований Скифско-Туранской плиты существуют диаметрально противоположные точки зрения. Существует и третье направление, основанное на представлении о существовании особого тектонического режима развития, отвечающим условиям перехода от типично геосинклинального к типично платформенному развитию. В настоящее время после 10–15 летней дискуссии от категоричного отнесения доюрского комплекса отложений к фундаменту отказались и весьма справедливо. Выделение промежуточного (тафрогенного) комплекса также оправдано по следующим главным соображениям: широкое развитие контрастных глыбовых движений и отсутствие унаследованного развития от структур фундамента; меняющаяся дислоцированность отложений по площади от незначительных участков углов наклона до проявления линейной складчатости; отсутствие регионального мегаморфизма; соизмеримость объема осадочных пород переходного комплекса с объемом мезозойско-кайнозойского чехла; наличие структур рифтогенеза – тафрогенов и многое другое.

Верхняя граница переходного комплекса связывается со временем за-

вершения складчатости отвечающим рубежу поздний триас-лейас или лейас-доггер, а в отдельных случаях эта граница определяется возрастом складчатого основания обрамляющих складчатых систем, т.е. связано с завершением орогенного режима развития в складчатых системах. По поводу нижней границы существуют две точки зрения. Определяется она временем отмирания геосинклинального режима развития, становлением условий переходного режима развития и связывается с поздней пермью, версия первая (Летавин А.И., Крылов Н.А., 1959). Согласно другой точке зрения, нижняя граница промежуточного комплекса связывается с поверхностью консолидированного основания (Кунин Н.Я., 1974). В первом случае подстилающий комплекс осадочных отложений древних массивов практически рассматривается в составе геосинклинального фундамента, во втором – включается в состав переходного или промежуточного комплекса. Если исходить из предположения о самостоятельности орогенного режима развития, то переходный комплекс и соответствующий ему этап развития по смыслу скорее отражают переход от орогенного режима к платформенному – плитному. Но и в этом случае переходный комплекс отложений не может рассматриваться наряду с орогенным и платформенным комплексами. Он вероятно является частью одного из них. По сходству с плитными образованиями нам остается признать платформенную природу переходного комплекса. Одним из важных показателей переходного типа развития молодой плиты является формирование комплекса при преимущественно восходящих тектонических движениях, в то время как платформенный комплекс отложений формируется в условиях нисходящих тектонических движений. Принципиальной границы в формировании переходного и плитного комплексов не усматривается. Установлено, что осадочный чехол начинается различными горизонтами от рифея на древних массивах до неогена включительно на погружениях складчатых систем обрамления. По мнению М.В. Муратова (1974), в составе чехлов срединных массивов, выделяются три этажа: догеосинклинальный, сингеосинклинальный и синорогенный. Чехлы срединных массивов он включает в состав фундамента молодых плит. В истории формирования осадочных чехлов плит можно выделять два этапа – ранний (предплиточный, тафрогенный) и поздний (плитный). Накопление нижнего комплекса отложений осадочных чехлов плит протекает в условиях относительно высокой тектонической подвижности фундамента, при преимущественно восходящих тектонических движениях, а формирование плитного комплекса отложений происходит в условиях, когда фундамент утрачивает былую тектоническую подвижность и приобретает устойчивую тенденцию к погружению. На основании изложенных взглядов представляется следующая схема расчленения осадочного чехла Скифско-Туранской плиты снизу вверх:

- догеосинклинальный структурный ярус чехла древних массивов – реликты осадочного чехла древних платформ;
 - сингеосинклинальный структурный ярус чехла палеозойских срединных массивов;
 - нижний структурный ярус чехла молодой плиты (тафрогенный);
 - верхний структурный ярус чехла молодой плиты (плитный).
- Догеосинклинальный и сингеосинклинальный структурные ярусы па-

леозойских массивов в пределах Скифско-Туранской плиты (Восточное Предкавказье) изучены недостаточно. Палеозойские отложения, относимые к карбону, вскрыты большим количеством скважин в Ставрополье (площади Мектебская и Серафимовско-Курган-Амурская зона), а также в Северном Дагестане на площадях: Граничная, Бажиган, Майская, Леваневская, Агасиевская, Эмировская, Сухокумская и др. Распределение мощностей доюрского комплекса осадков подчеркивает особенности строения и морфологию структурных элементов поверхности фундамента. На крупных сводовых поднятиях отмечается отсутствие в разрезе или сокращение мощности отложений доюрского возраста. Такой характер выражения имеют вал Карпинского, Ставропольский свод. Во вскрытых скважинных разрезах в южной части Восточного Предкавказья отложения карбона представлены темно-серыми глинистыми сланцами и крепкими алевролитами, которые иногда прорываются эффузивными образованиями. Характерной их особенностью является значительная метаморфизация и дислоцированность (углы падения от 25 до 90°). Сильно раздробленные и перемятые породы карбона вскрыты в скв. 8 Восточно-Сухокумской площади. Наибольшим количеством скважин палеозойские отложения вскрыты на площади Граничная, в юго-западной части равнинного Дагестана, где они залегают на глубинах 3710–3920 м и перекрываются несогласно отложениям неокома и мальма. На площадях Майской (скв. 2), Бажиган (скв. 3, 6), Эмировской (скв. 3, 4), Агасиевской (скв. 1, 2, 3), Северо-Соляной (скв. 1) каменноугольные отложения, вскрытые на незначительную толщину, несогласно перекрываются различными горизонтами нижней и средней юры. Наличие карбона в разрезах этих скважин вероятно свидетельствует о наличии в этом районе крупного выступа по фундаменту (Бажиганский). Самыми восточными участками, на которых вскрыты отложения карбона, являются площади Северо-Кочубейская (скв. 2, 3,), Кочубейская (скв. 2) и Душетская (скв. 1), где под терригенными породами нижнего триаса и перми вскрыты темно-серые метаморфизированные песчаники и алевролиты полимиктовые, карбонатизированные, с обилием углистого вещества и пирита. В отличие от западных районов Дагестана и Ставрополья степень дислоцированности пород карбона здесь значительно ниже. Отложения карбона в Дагестане по литологическому составу аналогичны породам фундамента, вскрытым на смежных площадях Ставрополья (Курган-Амур, Ямангой и др.), что позволяет предполагать их разновозрастность. К отложениям фундамента (палеозой), относятся также граниты, вскрытые на площадях Каспийской (скв. 4), Кумбаторской (скв. 1), Стальской (скв. 3), Русский Хутор (скв. 90) и др. Граниты несогласно перекрываются различными по возрасту отложениями. Так, на Капиевской, Стальской и Кумбаторской площадях на них залегают вулканогенные образования верхнего триаса, на русском Хуторе и Мартовской – известняки нефтекумской свиты, а на Южно-Буйнакской площади (скв. 1) – отложения среднего триаса. О возрасте гранитов достоверных сведений нет, кроме данных абсолютной геохронологии Института проблем геотермии Дагестанского научного центра РАН, которые датируют их возраст 187–190 млн. лет (поздний триас). Однако, наличие в куманской свите, условно относимой к перми, продуктов разрушения гранитов в виде аркозовых песчаников, позволяет отнести их к допермскому возрасту (Кры-

лов, Летавин, 1971), а происхождение гранитов связывают они с интрузивным магматизмом позднего палеозоя.

Пермская система

Куманская свита. Отложения этой свиты вскрыты на площадях Величаевская (скв. 44) и Зимняя ставка (скв. 8, 75) в Ставрополье. В скважине 13 Величаевской площади в интервале 3920–4160 м на сланцах карбона залегают пестрые, неравномерно-зернистые и гравелитовые песчаники аркозового типа, чередующиеся с серыми и темно-серыми алевролитами, имеющими подчиненное значение. В верхней части они сменяются карбонатными алевролитами и аргиллитами, переходящими затем в известняки нефтекумской свиты. В Дагестане отложения куманской свиты вскрыты в Северо-Кочубеевской параметрической скважине 2 (ин-л 5275–5308 м) и поисковой скв. 3 (ин-л 5338–5370 м), а также на Душетской (скв. 1, ин-л 5210–5245 м) и др., где они представлены бурыми песчаниками неизвестковистыми и слабокарбонатизированными, полимиктовыми, разнородными, глинистыми с примесью туфового материала. Отложения куманской свиты на Восточно-Сухокумской площади (скв. 8) залегают на размытой поверхности каменноугольных отложений и перекрываются несогласно серыми глинистыми известняками. Они отсутствуют на площадях Русский хутор (скв. 90), Мартовская (скв. 18) и Таловская (скв. 2). Мощность куманской свиты в пределах разведочных площадей Северного Дагестана составляет до 100 м, а в Ставрополье ее мощность достигает 400 м.

Триасовая система (нижний отдел).

Нефтекумская свита. Долгое время была спорной граница между пермской и триасовой системами. Карбонатную толщу нефтекумской свиты одни авторы относили к пермской системе (А.Я. Дубинский, Г.А. Ткачук, Б.Г. Сократов и др.), другие к нижнему триасу (М.С. Бурштар, Ю.Н. Швемберг, Н.А. Ефимова и др.). После долгих дискуссий нефтекумскую свиту в настоящее время относят к нижнему триасу. В Равнинном Дагестане они вскрыты на полную мощность на площадях Русский Хутор, Мартовской, Юбилейной, Южносухокумской и др. Сложены они в основном кристаллическими известняками, в объеме которых встречаются остатки иглокожих пелеципод, остракод, фораминифер. Для нефтекумской свиты характерно резкое изменение мощностей даже в пределах одной площади. На Русском хуторе (скв. 90) мощность ее 650 м, а в скв. 91 ее вскрытая мощность 1250 м., хотя расстояние между скважинами всего 2,1 км, что связано с явлениями размыва и перерыва в осадконакоплении. В восточном направлении мощность заметно уменьшается до полного исчезновения (восточное погружение Прикумского сложного вала и южный борт Восточно-Манычского прогиба).

Молодежнинская свита. Нижнетриасовые отложения, соответствующие молодежнинской свите, со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают подстилающие слои от размытой поверхности нефтекумской свиты. На Восточно-Сухокумской площади (ин-л 4911–4910 м) вскрыта по-

Следует отметить, что большинство фаунистических находок связано в демьяновской подсвите, соответствующей верхнеоленекскому подъярису. В литологическом отношении нижнетриасовые отложения Дагестана подразделяются на две части: нижнюю преимущественно карбонатную, соответствующую култайской подсвите, и верхнюю, в основном, глинистую – демьяновской подсвите. Резкое возрастание мощности демьяновской подсвиты отмечается в юго-восточной части Равнинного Дагестана. Так, в параметрической скважине 2- Кочубей она пройдена в ин-ле 5220–5420 м, мощность ее достигает 200 м. Култайская подсвита представлена переслаиванием глинистых известняков, доломитов и мергелей с прослоями темно-серых битуминозных аргиллитов. Для нее характерно локальное развитие пористых доломитизированных известняков (скв. 2, 3, Северо-Кочубейская). Мощность култайской подсвиты достигает 500 м. (скв. 2, Кочубейская), уменьшаясь до 50 м. (площадь Русский Хутор). Демьяновская подсвита, соответствующая верхнеоленекскому подъярису, четко выражена в разрезах Солнечной (скв. 6), Восточно-Сухокумской (скв. 8), мощность которой составляет 170–190 м. В восточном направлении мощность сокращается до 20 м (Душетская). В литологическом отношении породы подсвиты сложены темно-серыми аргиллитами плотными известковистыми, неяснослоистыми. В центральной части Равнинного Дагестана (Юбилейная, скв. 8, 9, 10) верхнеоленёкские аргиллиты, мощностью 30–40 м, несогласно залегают на размытой поверхности нефтекумской свиты. В основании верхнего оленёка в скв. 8. Юбилейная вскрыты кварциты.

Средний триас

В стратиграфическом объеме отложений среднего триаса выделены анизийский и ладинский ярусы. В пределах Восточного Предкавказья (Равнинный Дагестан) в стратиграфических разрезах среднего триаса выделены кизлярская свита, соответствующая анизийскому ярусу и закумская свита – ладинскому ярусу. Закумская свита подразделяется снизу вверх на подсвиты: новоколодезную, маджинскую, максимокумскую.

Анизийский ярус (Кизлярская свита). Кизлярская свита выделена впервые в разрезе Северо-Кочубейской скважины-1 в интервале 4805–5150 м. Нижняя часть свиты представлена темно-серыми мелкозернистыми, пелитоморфными известняками, чередующимися с мергелями и известковистыми аргиллитами, а верхняя часть – преимущественно известковистыми аргиллитами с прослоями известняков и алевролитов. Анизийский возраст отложений в разрезах скважин 6 (Солнечная), 9 (Юбилейная), 2 (Южно-Буйнакская) определен Г.А. Ткачук по руководящей фауне (двухстворок, гастропод). Двухстворками охарактеризованы органогенно-обломочные известняки «реперной пачки», залегающей в нижней части анизийского яруса, в интервале 4415–4458 м. Эта пачка хорошо коррелируется по всему региону и служит опорным горизонтом при проведении по его подошве границы между средним и нижним триасом. Отдельные разности известняков обладают благоприятными коллекторскими свойствами и на диаграммах ПС отчетливо выражаются отрицательными аномалиями. Микроскопически они изучены по

кернам, извлеченным из скв. 6 Восточно-Сухокумского месторождения, в которой был получен промышленный приток нефти (ин-л 4340–4366 м). Позже продуктивность их доказана на Южно-Буйнакской, Солончаковой, Южно-Таловской, Сухокумской, Душетской площадях. Наиболее полный стратиграфический объем и мощность отложений анизийского яруса вскрыты в скважинах 1, 2, 3 площади северо-Кочубейской, скв. 1- Душетская, скв. 6- Солнечная, скв. 8- Восточно-Сухокумская и др. На Юбилейной площади мощности их сокращены и трансгрессивно перекрываются нижнеюрскими слоями. В юго-западной части Прикумского вала (Русский Хутор, Бажиган, Граничная и др.) отложения анизийского яруса полностью отсутствуют. Мощность их по региону меняется от 0 до 400 м.

Ладинский ярус (Закумская свита). Из-за недостаточной фаунистической охарактеризованности при выделении Закумской свиты преимущественно были использованы литолого-фациальные признаки. Характерной особенностью этих отложений является бурая и буровато-зеленая окраска пород. Новоколодезная подсвита сложена бурыми алевролитовыми и карбонатными аргиллитами с многочисленными прослоями серых и бурых алевролитов и редкими прослоями известняков. Маджинская подсвита сложена пелитоморфными оолитовыми и песчанистыми известняками с прослоями темно-серых глинистых известняков и аргиллитов, общей мощностью 50–90 м. Максимокумская подсвита в скв. 3 Новоколодезная (ин-л 3382–3470 м) представлена бурыми, буро-зелеными и серыми аргиллитами и известковистыми алевролитами с подчиненными прослоями глинистых пелитоморфных известняков и песчаников, мощность их колеблется от 20 до 200 м. С ладинского времени в Восточном Предкавказье происходит смена морских отложений осадками мелководного опресненного бассейна, для которых больше характерны остракоды и резкое увеличение харофитов. Наибольшая мощность ладинских отложений выделяется в разрезе скв. 6. Солнечная (ин-л 4470–4620 м). На большей части Равнинного Дагестана эти отложения размыты.

Верхний триас

Ногайская свита. К отложениям верхнего триаса условно отнесена мощная толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, объединенных в ногайскую свиту, хотя единого мнения среди геологов на этот счет нет. Б.Г. Сократов считает, что в Восточном Предкавказье верхнетриасовые отложения отсутствуют, а Г.А. Ткачук и А.Е. Ткачук, наоборот, увеличивают объемы верхнетриасовых отложений и границу между средним и верхним триасом проводят по подошве маджинской свиты. По Северо-Кочубейской параметрической скважине 1 (ин-л 4340–4680 м), позднее Северо-Кочубейской, скв. 2, 3, Южно-Буйнакской, скв. 1, 2 и др. обнаружен комплекс гирогонитов, которые по заключению Л.Я. Сайдаковского являются характерными для верхов среднего и низов верхнего триаса. На основании литофациальной изменчивости пород и их электрокаротажной характеристике в объеме верхнего триаса снизу вверх по преобладанию тех или иных пород выделяются пакки: нижняя – глинистая, средняя – песчано-алевролитовая и верхняя – алевролитово-глинистая. Верхнетриасовые отложе-

ния в равнинном Дагестане имеют широкое распространение и вскрыты большим количеством скважин на площадях Граничная, Северо-Граничная, Тюбинская, Стальская, Капиевская, Восточно-Сухокумская и др. На северном склоне Терско-Каспийского прогиба на территории Чечни, на Бурунной параметрической скважине вскрытая мощность их составляет 1530 м. Характерной особенностью верхне-триасовых отложений является также трансгрессивное залегание на различных поверхностях подстилающих образований (от гранитов до среднего триаса) и стратиграфическое срезание их перекрывающими юрскими и меловыми образованиями. Распространение вулканогенных пород верхнего триаса свойственно юго-западной части Равнинного Дагестана (Тюбинская, Капиевская и др.). По данным абсолютной геохронологии, возраст эффузивных пород Ортатюбинской параметрической скважины-1 составляет 167–200 млн. лет, что укладывается в диапазоне лейас-позднего триаса. Палеонтологическими находками в Восточном Предкавказье обосновывается развитие оленекского (нижний триас), анизийского, ладинского (средний триас) ярусов, а также верхней части триасовой системы. Наличие индского яруса можно предполагать в зонах развития наиболее полных стратиграфических объемов к лтайской подсвиты (рис. 8.2).

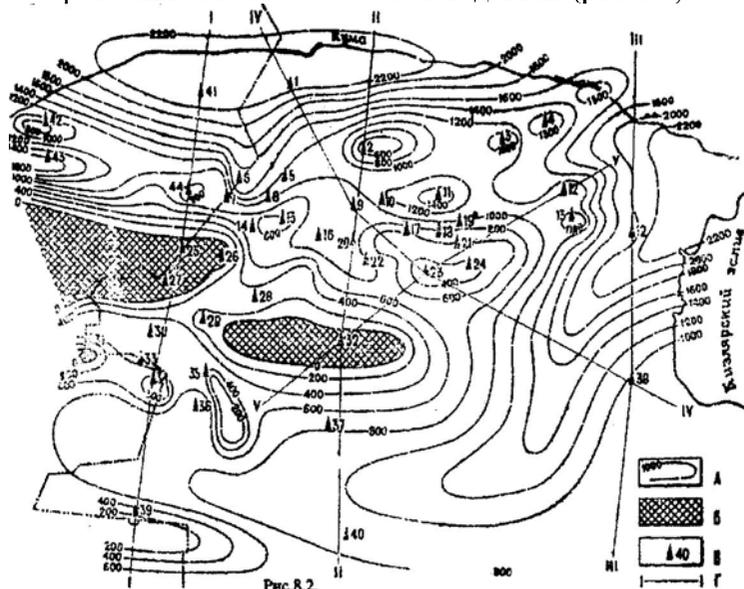


Рис. 8.2. Карта суммарной мощности пермо-триасовых отложений Прикумской нефтегазоносной области.

А — линии равных мощностей; Б — зоны отсутствия пермо-триасовых отложений; В — площади: 1 — Солнечная, 2 — Южно-Буйнакская, 3 — Песчаная, 4 — Восточно-Песчаная, 5 — Северо-Сухокумская, 6 — Восход, 7 — Русский Хутор Центральный, 8 — Сухокумская, 9 — Восточно-Сухокумская, 10 — Ахтынская, 11 — Степная, 12 — Северо-Кочубейская, 13 — Душетская, 14 — Южно-Сухокумская, 15 — Мартовская, 16 — Октябрьская, 17 — Солончаковая, 18 — Центральная, 19 — Уллубиевская, 20 — Дахадаевская, 21 — Таловская, 22 — Смолянская, 23 — Юбилейная, 24 — Южно-Таловская, 25 — Леваневская, 26 — Эмировская, 27 — Агасиевская, 28 — Майская, 29 — Бажиган, 30 — Грозненская, 31 — Котровская, 32 — Северо-Соляная, 33 — Северо-Граничная, 34 — Граничная, 35 — Капиевская, 36 — Тюбинская, 37 — Соляная, 38 — Кочубейская, 39 — Ортатюбинская, 40 — Тереклинская, 41 — Вишневская, 42 — Зимняя Ставка, 43 — Затеречная, 44 — Култайская; Г — линия профиля.

8.2.2. Верхний структурный ярус. Верхний структурный ярус осадочного чехла Скифско-Туранской плиты включает отложения от нижней-средней юры до антропогена, включительно. В настоящее время общепринятым является положение о платформенной природе этого яруса. Основные особенности строения этого комплекса заключается в относительной простоте образуемых структурных форм, слабом развитии дизъюнктивной тектоники, унаследованном типе развития линейных структурных форм. Верхний структурный ярус осадочного чехла Скифско-Туранской плиты залегает с размывом на доюрских отложениях. С приближением к эпиплатформенному орогену или устойчивым поднятиям, нередко нижние горизонты юры (иногда полностью) выпадают из разреза. Темп тектонических движений и контрастность структурных форм вверх по разрезу ослабевают. Отложения верхнего структурного этажа вскрыты большим числом скважин, изучены сейсморазведкой, по результатам которых фиксируются четыре регионально выдержанные несогласия, связанные с границами юры, мела, палеогена, нижнего и среднего миоцена и плиоцена.

Юрские отложения

Они имеют распространение и преимущественное развитие в центральной и южной частях Скифско-Туранской плиты. На севере юрские отложения плиты распространяются в Прикаспийскую синеклизу. В региональном плане в юрском комплексе отложений выдерживается геотектоническое районирование, принятое для фундамента. Северо-западная часть синеклизы осложняется Южно-Эмбинским поднятием, шарнир которого полого наклонен и погружается в юго-западном направлении почти до восточного берега Каспийского моря. Центральная зона Скифско-Туранской плиты в юрских отложениях представлена юго-восточным погружением вала Карпинского, Кулалинским и Бузачинским поднятиями, Мангышлакско-Устюртской системой дислокаций и Манычско-Дауданской системой прогибов (Летавин А.И., 1980).

Манычская впадина в восточном направлении постепенно «расплывается» на моноклинальном склоне вала Карпинского. Сегендыкская впадина намечается в виде незамкнутого прогиба, имеющего на западе связь с Терско-Каспийским краевым прогибом. В Восточном Предкавказье юрские отложения выполняют Терско-Каспийский краевой прогиб, центральная часть которого смещается в западном направлении около 100 км по отношению к структурному плану по фундаменту. Южный борт прогиба осложнен передовыми складками Кавказа. Северный борт постепенно переходит в южный склон вала Карпинского (рис. 8.3). Прикумско-Тюленевский вал в юрских отложениях выражается структурной террасой, на которой развивается Озексуатская группа поднятий, имеющих преобладающее северо-западное простирание.

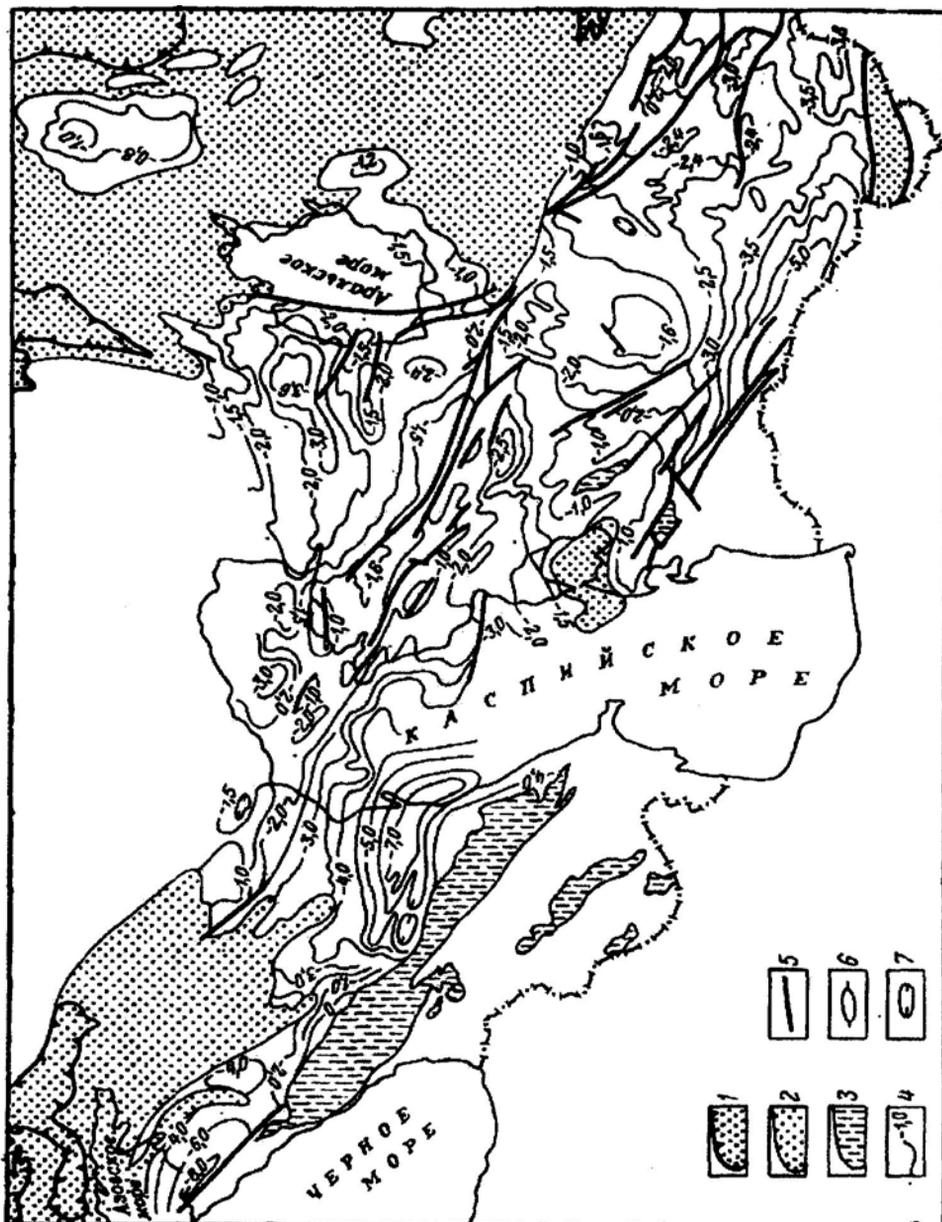


Рис. 8.3 Структурная карта кровли юрских отложений Юга России.

Составили В. Н. Семов и Г. С. Клешев [1973 г.]

- 1 — 2 — области отсутствия юрских отложений:
 1 — в выходах на земную поверхность более древних отложений,
 2 — под чехлом осадочных отложений,
 3 — выходы юрских и более древних отложений на земную поверхность
 в Альпийской складчатой области,
 4 — изогипсы кровли юрских отложений,
 5 — разломы,
 6 — 7 — локальные складки: 6 — антиклинальные, 7 — синклинальные.

Нижняя юра

В Восточном Предкавказье плинсбахские отложения вскрыты скважинами в Восточно-Манычском прогибе, в Прикумской зоне поднятий и на кряже Карпинского, они выполняют узкие прогибы. В Промышловско-Цубукском районе в основании юрских отложений с размывом на отложениях пермо-триаса залегает пачка мощностью до 95 м песчано-алевролитовых пород вероятно аллювиального происхождения, возраст определен как нижний-средний лейас. Д.И. Панов, А.Н. Стафеев, расценивает эти отложения как аналог хумаринской свиты. Те же отложения вскрыты на площадях Восточная и Величаевская и залегают на известняках среднего триаса и представлены песчаниками, с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов с пластами угля. Мощность 110–170 м.

По данным сейсмоки в акватории Северного Каспия прослеживается в субширотном направлении узкая (до 50 км) полоса распространения отложений, характеризующихся сложной волновой картиной с выклинивающимися отражениями. Предположительно это палеоруло реки, протягивающейся с Туранской плиты (Панов, Стафеев, 2000). В Восточном Предкавказье аналоги тоарской-джириатской свиты распространены, главным образом, в осевой части Терско-Каспийского прогиба, в пределах Восточно-Манычского прогиба и на площадях, тяготеющих к кряжу Карпинского. На Арбалинской, Величаевской, Плавненской, Закумской, Надеженской и других площадях в этих отложениях выделяются четыре песчано-алевролитовые пачки, содержащие по несколько пластов. В средней части разреза залегают доломиты с прослоями алевролитов, содержащие растительные остатки. Мощность нижнеюрских отложений в пределах описанной зоны изменяется от первых десятков до 320 м, толщины их увеличены в грабенообразных прогибах. Отложения олейниковской свиты в пределах Северной части Прикумского вала залегают на размытой поверхности доюрского основания, наибольшие ее мощности (до 145 м) накапливались в южной и северной частях территории. В центральной части (Юбилейная, Центральная, Таловская и др.) и на восточном участке (Северный Кочубей) они отсутствуют полностью. Наибольшие мощности (150–180 м) накапливались на площади Степная. На площадях Солончаковая (скв. 35, ин-л 4125–4135 м и 4131–4136 м) получена нефть, продуктивной оказалась она и на площади Сухокумск. Песчаники этих пачек отличаются хорошей проницаемостью, на каротажных диаграммах они выражаются отрицательной аномалией ПС (до 140 mV). По данным лабораторных исследований ЦНИЛ «Дагнефть» (Баширова З.А., 1977) проницаемость их составляет 85–310 мД, пористость 10–18%. Наиболее крупнозернистые, гравийные полимиктовые разности песчаников обычно присутствуют в олейниковской свите. Среди алеврито-песчаных пород залегают гравелиты в виде линзовидных выклинивающихся прослоев. Это серые, светло-буроватые, преимущественно средне-мелкозернистые породы с содержанием гальки. Алевролиты имеют подчиненное значение.

Глинистые породы образуют линзовидные прослои в алеврито-песчаных пачках или хорошо выдержанные пласты – покрышки мощностью от 6 до 25 м, покрывающие песчаные коллекторы VIII и VII₃ пачек.

Средняя юра

Отложения средней юры имеют более широкое распространение, чем нижнеюрские. В пределах Восточного Предкавказья они достигают больших мощностей и наиболее полно представлены в Промысловско-Цубукской зоне. Здесь отложения аалена и низов байоса подразделяются на олейниковскую и промысловскую свиты. Олейниковская свита залегает с размывом на подстилающих отложениях и представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью 300–320 м. Породы содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс ааленского возраста. По характеру текстур это прибрежно-морские аллювиально-дельтовые отложения. Промысловская свита имеет более широкое распространение, чем Олейниковская и с размывом залегает на последней. Она сложена песчаниками, часто грубыми неровно- и косослоистыми, с крупнообломочным материалом, алевролитами и глинистыми породами. Общая мощность отложений свиты от 200 до 400 м, в верхней части свиты относительное содержание глинистых пород возрастает. По спорово-пыльцевым комплексам возраст отложений промысловской свиты определяется как поздний аален – ранний байос. В Прикумской зоне поднятий олейниковская свита залегает с размывом и имеет ограниченное распространение и сложена она здесь аргиллитами и песчаниками мощностью до 130 м. Промысловская свита залегает с размывом на олейниковской и имеет циклическое строение, которое выражается сменяемостью более грубых пород в низах, тонкими (глинистыми) в верхах циклов. В восточном направлении происходит постепенное опесчанивание глинистых частей разреза (Шарафутдинов Ф.Г., 1978). Песчаные пласты некоторых циклов не выдержаны и выклиниваются, и более тонкие глинистые и глинисто-алевритовые породы двух циклов объединяются в единые мощные пачки. По своему происхождению породы относятся к мелководным шельфовым. Отложения вышележащей джанайской свиты пользуются широким распространением в Восточном Предкавказье. В них отчетливо выделяются песчаниковая и глинистая пачки, причем последняя является надежной покрывкой. Мощности отложений увеличиваются в восточном направлении и достигают 270–300 м. Отложения джанайской свиты входят в состав байосского яруса. Вышележащая часть разреза выделяется как артезианская свита, выделенная впервые на Артезианской опорной скважине, затем на Цикертинской площади Калмыкии.

Мощность ее составляет около 100 м. Песчаниковая пачка в западных районах представляет собой более монолитное образование, а к востоку – в Равнинном Дагестане и в Калмыкии происходит увеличение мощности и расщепление их глинистыми слоями. По возрасту эти породы относятся к байосу и бату. Перед келловеем произошло существенное изменение условий осадконакопления. Это связано с воздыманием суши и перерывом в осадконакоплении, а также и размывом. В Восточном Предкавказье к келловее относятся бажиганская свита, представленная песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, содержащих растительный детритус. Среди этих пород залегают линзы органогенно-обломочных известняков. Наиболее полные разрезы свиты мощностью до 100 м вскрыты на площадях Равнинного Даге-

стана. Верхняя часть келловей включена в таловскую свиту, которая с размывом залегает на бажиганской свите и распространена в пределах Прикумского вала и в Восточно-Маньчском прогибе (Озерная). Западнее Озек-Суата и Плавненской площади она срезается нижнемеловыми отложениями. К келловейской части таловской свиты относится пласт XIII в Озек-Суате.

Верхняя юра

Отложения оксфордского яруса и верхнекелловейские слои образуют единую толщу. В Восточном Предкавказье, как уже упоминалось кимериджу соответствуют верхи таловской свиты, представленные пористыми кавернозными доломитами мощностью до 40 м. В разрезах восточных районов Прикумской зоны поднятий и Восточно-Маньчского прогиба (Кочубейская, Степная и др.) в верхах доломитов этой свиты присутствуют ангидриты, мощность свиты не превышает 50 м. Верхние юры слагают матламская свита, распространенная почти на всей территории Северного Кавказа, кроме Южного Дагестана. Отложения свиты, иногда с размывом залегают на нижележащих слоях балтинской и других свит. В составе матламской свиты выделяются органические известняки иногда сильно доломитизированные. По возрасту свита отнесена к верхнему титону общая мощность их составляет около 200 м. Самые верхние слои титона выделяются как кочубейская свита в юго-восточной части Прикумского вала. Сложена эта свита чередованием доломитов, ангидритов, зеленоватых известковых аргиллитов с прослоями доломитизированных песчаников. Общая мощность кочубейской свиты 50 м.

Меловые отложения (нижний отдел)

На многих площадях Восточного Предкавказья аптский ярус представлен песчаниками, алевролитами и глинами, где его мощность равна на площадях (Артезианская – 132 м, Величаевская – 144 м, Максимокумская – 144 м, Колодезная – 164 м, Озек-Суатская – 165 м, Прасковейско-Чкаловская – 208 м, Русский Хутор (северный) – 225 м, Степновская – 361 м). На общем фоне постепенного увеличения мощностей апта к югу – в сторону бассейна Каспийского моря, отмечается наличие локальных участков, как увеличенных, так и уменьшенных мощностей. Альбский ярус имеет региональное распространение в Восточном Предкавказье и отмечается преобладанием песчаников и алевролитов относительно глинистых отложений. Мощность его составляет (Кочубейская – 233 м, Степная – 292 м, Солончаковая – 301 м, Русский Хутор – 327 м, Величаевская – 418 м, Серафимовская – 506 м). В пределах Маньчского прогиба имеет повсеместное распространение, где также представлены глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощности альба составляют на площадях Артезианская – 300 м, Арбалинская – 342 м. В пределах Терско-Каспийского прогиба альбский ярус выражен черными песчанистыми глинами, мощность которых колеблется от 174 м (Заманкульская) до 360 м (Карабулак-Ачалукская), а на Тюленевском валу, по данным сейсморазведки-460 м.

Верхний отдел

На севере Восточного Предкавказья в Прикумской зоне поднятий, состав отложений более мергельный, мощности относительно сокращены (до 100 м) и возрастают они к востоку в Степном Дагестане, где составляют 180-210 м. Маастрихтские отложения здесь имеют ограниченное распространение, чем нижележащие ярусы верхнего мела. Литологически они менее изменчивы. По составу это тонкослоистые известняки с песчанистыми прослоями. Среди известняков часто встречаются детритовые разности, слоистость осложнена оползневыми явлениями. В Александрийской опорной скважине мощность составляет 100 м и представлена мелоподобными известняками.

На площадях Ачикулакское, Правковойская, Чкаловская, Величаевская, Колодезная, Зимняя Ставка и др. сеноман представлен глауконитовым известковым алевролитом мощностью 5–10 м, а к югу на площадях Русский Хутор, Сухокумская, Восточно-Сухокумская и др. они отсутствуют. Резкий переход от глин к известнякам на каротажных диаграммах свидетельствует об их отсутствии в разрезах упомянутых площадей. В полосе передовой складчатости Терско-Каспийского прогиба мощность сеномана составляет 5–20 м. Это глинистые, алевритистые известняки и мергели. На ряде площадей Прикумского вала отсутствуют и сантонские отложения. Мощности верхне-меловых отложений в пределах платформенной части бассейна Каспийского моря также изменчивы за счет размыва и перерыва в осадконакоплении (Хвалынкая, Хазарская, им. Корчагина и Филоновского).

Палеогеновые и неогеновые отложения

В состав палеогеновой системы в разрезе платформенной части (Скифско-Туранская плита) относят и датский ярус, привыкшие видеть в составе верхнего мела геосинклинальной области Кавказа. Породы этого яруса зачастую рассматриваются совместно с более молодыми по возрасту образованиями монского и танетского ярусов. По составу они представлены преимущественно глинами, встречаются в разрезе и опесчаненные известняки с фаунистическими остатками иноцарам и ежей, а также мергели и песчаники. В более восточных районах Предкавказья (Левокумская, Приозерная, Колодезная, Озек-Суат и др.) датские отложения выделены в отдельных участках, их мощность составляет первые метры. Восточнее, ближе к Каспийскому морю мощность датского яруса несколько возрастает до 30 м (Кочубейская площадь). Завершается разрез среднего эоцена кумской свитой (бартонский ярус). Кумская свита представлена темными битуминозными слоистыми мергелями с прослоями песков и алевролитов. Верхнеэоценовые отложения (приабонский ярус) представлены породами белоглинистой свиты – светло-зеленые мергели и сильноизвестковистые глины, иногда окрашенные в коричневато-красные тона. В самой верхней части свиты залегает пачка глинистых пород, сходных с породами вышележащей майкопской серии. Мощность отложений белоглинской свиты от 30 до 120 м.

Выше выделяется горизонт нижнего эоцена мощностью 10-15 м. Майкопские отложения подразделяются на три части. Нижняя часть представлена хадумским горизонтом, состоящим из темных сланцевых глин с прослоями мергелей, мощностью от 15 до 400 м. в среднем майкопе (поздний олигоцен) выделяются: миатлинская, нижняя глинистая, муцидакальская, аргунская, лекуская и ассинская свиты. Все свиты представлены в основном глинами с чередованием известковых алевролитов и песчаников. В платформенной части Восточного Предкавказья по сейсмическим данным в кровле и подошве майкопа выделяется несколько перекрывающих друг друга клиноформ, вытянутые с севера на юг на расстояние от 80 до 300 км при протяженности в широтном сечении от 30 до 90 км. Они имеют вертикальные мощности 300-350 м.

К верхней части нижнего олигоцена относятся отложения тарханского яруса. Они представлены серыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями и конкрециями мергелей. Мощность тарханского яруса 20-25 м. В Восточном Предкавказье тарханский ярус известен под разными названиями. Возможно, к ним относятся самые верхи зурамакентской свиты (буйнакские слои). В равнинных районах Дагестана в составе яруса выделяются: нижняя – глинистая часть и верхняя, в которой преобладают песчаники и алевролиты. К северу мощность чокрака сокращается и уменьшаются пачки песчаников в объеме глин.

Породы караганского горизонта залегают согласно на чокраке, мощность его около 400 м – на Терском хребте, уменьшается в западной – платформенной части Восточного Предкавказья до 350 м, а в Озек-Суате – 160 м, Артезиане – 40 м.

Конкский ярус представлен глинами с прослоями мергелей, иногда песчаников, мощность их 15-40 м.

Нижний сармат на платформе в основном глинистый, содержит пачки песчаников. Средний сармат почти повсеместно глинистый мощностью до 400 м, а в районе р. Манас мощность увеличивается до 800 м. Отложения мэотиса в Восточном Предкавказье представлены морскими и континентальными отложениями. Континентальные фации выражены конгломератами галечниками, а морские – песчано-глинистой толщей с прослоями раковинных и оолитовых известняков. Понтический ярус имеет распространение вдоль южного борта и в осевой части Терско-Каспийского прогиба. Это песчаники с прослоями глин и бурым углем. В Дагестане максимальная мощность континентальных отложений 530 м. Акчагылские слои в Восточном Предкавказье в связи с началом трансгрессии развит широко и достигает мощности 500-700 м. Они трансгрессивно, в ряде случаев с угловым несогласием, перекрывают различные, более древние горизонты, вплоть до верхнего майкопа, а в Южном Дагестане – до юры.

Отложения апшеронского яруса (плейстоцен) выполняют эрозионные понижения более древнего рельефа и представлены аллювиальными галечниками и конгломератами, грубыми песками. На Кизлярской площади мощность апшерона в пределах 100 м, состав становится более мелкозернистым, присутствуют пачки глин.

8.3. *Осадочный чехол геосинклинальной области бассейна Каспийского моря.*

Геосинклинальную область бассейна Каспийского моря, в основном, занимает эпигеосинклинальный ороген Большого Кавказа. Северная зона альпийской складчатой области заложилась на месте герцинских складчатых сооружений. Южнее расположена полоса срединных массивов и глубоко-водных впадин, включающая в себя кроме киммерийских сооружений Большого Кавказа и глубоководные впадины, в том числе Южно-Каспийскую. Вопрос о геологической природе глубоководных впадин не решен окончательно, существуют разные точки зрения. Одной из которых является то, что они являются реликтами некогда существовавших океанов или остаточными геосинклинальными прогибами. Развивается представление о том, что глубоководные впадины Черного и Каспийского морей являются структурами обрушения (Яншин А.Я. и др. 1976г.). Возраст консолидированного основания этих впадин установлен, как байкальский (Левин А.И., Стрельцова Т.В., Милановский Е.Е. и Короловский Н.В., 1973). Широкое развитие складчатых сооружений байкальского цикла развития предполагается и в Предкавказья (Богаец А.Т., 1976). Северная внешняя граница распространения байкалид совпадает с южной границей Восточно-Европейской платформы. Фундамент Скифско-Туранской плиты сложился в результате герцинского тектогенеза (девон-триас). Осадочный чехол в геосинклинальной области бассейна Каспийского моря полностью не пройден скважинами за исключением Олистанжи (Чеченская республика).

В Дагестане самые древние пермские отложения вскрыты на Сулакском тектоническом выступе (площадь Миатлы).

Юрские отложения

Наиболее древние лейасовые отложения в пределах обрамления современной Каспийской впадины залегают несогласно, а местами трансгрессивно на нижезалегающих породах. В основании нижнеюрских пород залегают конгломераты, которые кверху сменяются маломощной углекислой толщей песчаников и глин с пластами угля. Угленосные слои в верхнем, а местами в среднем лейасе сменяются морскими обломочными породами. В среднем лейасе нижнеюрская трансгрессия достигает своего максимума и представлены они конгломератами, песчаниками и глинистыми осадками, которые в результате метаморфизма в зоне Главного хребта превращаются в черные сланцы. В Дагестане появление более крупнозернистых осадков нижней юры наблюдается по направлению к берегу Каспийского моря (Конюхов, 1956, 1959). Зоны прогибания на Кавказе имеют северо-западное-юго-восточное простирание. Линии равных мощностей срезаются современной береговой линией моря. Максимальные мощности зоны прогибания Главного Кавказского хребта уходит в район Апшеронского порога, а в антикавказской геосинклинали – в юго-западную часть современного Каспийского моря южнее Бакинского архипелага, частично захватывая Талгинский хребет. В верхах лейаса (тоар-аален) осадки становятся более песчанистыми.

Близ берега Каспийского моря, между Шахдагом и Бенбармакам, в верхнем аалене появляются конгломераты в лейассе, среди осадков представленных песчаниками (Хани, 1950). Нижнеюрская трансгрессия, наступавшая с запада и юга из геосинклинальной области, лишь постепенно подвергалась к северу, захватывая отдельные участки энегерманской платформы и размывая герцинские горные сооружения. Несмотря на значительные амплитуды прогибания в области западного побережья Каспийского моря, образовавшиеся бассейны не были очень глубокими. Смесь песчаных отложений глинистыми проizonsы не за счет углубления бассейна, а в связи с выравниванием герцинской суши и замкнутостью бассейна, куда медленные текучие реки выносили большое количество глинистого материала.

В пределах Большого Кавказа выделяется так называемый Сланцевый Дагестан с преимущественным развитием нижне- и среднеюрских отложений. Нижнеюрские отложения вскрыты на площадях Мугри, Талга, Иргартбаш, где они представлены чередованием сланцевых, метаморфизованных глин, алевролитов и песчаников, причем последние имеют подчиненное значение. Мощность нижнеюрских отложений к северу от полосы их отсутствия — прилегающие районы Прикумского метавала и Терско-Каспийского прогиба, происходит нарастание до 200 м, а к югу, в условиях Предгорного Дагестана (Мугри) до 3000 м. Промышленные притоки нефти и газа в нижнеюрских отложениях в геосинклинальной части бассейна Каспийского моря не получены.

Нижнеюрская трансгрессия, прерывавшаяся в геосинклинальной области, отдельными местными поднятиями, образованием островов и подводных порогов привели к появлению более крупнозернистых осадков и даже к перерывам в осадконакоплении.

На Азербайджанском побережье Каспийского моря в байосе отмечена зона размыва в полосе Шахдагско-Бенбарманских поднятий. На северном склоне Восточного Кавказа (бывший борт геосинклинального прогиба) отложения аалена и низов нижнего байоса слагают верхнюю часть аварской серии, мощность которых достигает 6000 м, и в ней выделяются три свиты: батлукская, датунская и игатлинская. Две нижние представлены переслаиванием песчано-алевролитово-глинистых пород, содержащих пачки массивных песчаников. В батлукской свите встречаются угольные пласты, доминирует в разрезе песчаные пласты (Абрамов, 1956) Общая мощность этих двух свит достигает 5000 м, они представляют собой верхнюю часть аварского авандельтового комплекса. Нижняя часть вышепежащей игатлинской свиты сложена аргиллитами, а верхняя часть представлена флинсподобным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породы прибрежно-морского происхождения, по многим признакам, формировались на внешней дельте. За пределами дельты, верхняя часть игатлинской свиты сложена глинисто-алевролитовыми породами с линзами известняков и мергелей. Возрастные аналоги этих свит вскрыты и скважинами на площадях Равнинного и Предгорного Дагестана. В районе Дагестанского побережья верхнеааленские отложения согласно переходят в байосские, сохраняя тот же фациальный состав. Литологически породы байоса представлены глинистыми сланцами и глинами с алевролитами. Максимальные мощности байоса — 2300-2400 м.

отмечены на хребте Лес. Ближе к побережью Каспийского моря мощности среднеюрских пород уменьшаются (Конюхов, 1959). Аналогичный характер носят батские отложения, в которых появляются прослой и конкреции мергелей и глинистых сидеритов. Максимальная мощность батских отложений в северо-западном Дагестане достигает 1380 м. По направлению на восток мощности бата сильно уменьшаются и по мнению И.А. Конюхова (1959) в восточной части Предкавказья, на значительном участке среднего Каспия существовала суша. В разрезе среднеюрских скважин в прибрежной полосе Каспийского региона, где они вскрывались (Дузлак – скв. 101, Иргартбаш – скв. 1, Талги – скв. 2,3,4, Сели – скв. 55, 25, 20, Ачи-Су – скв. 145 и др.) встречались разного рода нефтепроявления в виде разгазирования глинистого раствора, кратковременных выбросов газа (скв.3-Талги). Были получены притоки газа и нефти непромышленного значения на площадях Эльдама, Хошмензил и др. Кроме того, известны многочисленные естественные газопроявления в среднеюрских отложениях в горной части Дагестана (Агвали, Хосрек, Бурдеки, Хив и др.). Общая пористость песчаников-алевролитов в пластах не превышает 10-15%, а проницаемость составляет доли мД. Промышленных притоков нигде не получено в пределах геосинклинальной части бассейна Каспийского моря.

В районе западного побережья Каспийского моря, особенно в Дагестане, продолжались горообразовательные движения и отложения келловая, представленные алевролитово-песчаными и глинистыми осадками с отдельными прослоями известняков и доломитов, местами налегают трансгрессивно и несогласно на более древние горизонты юры. Мощность келловейских отложений в Предгорном Дагестане не превышает 200м. Оксфордские отложения представлены здесь маломощными известняками с подчиненными доломитами, которые выше переходят в доломиты лузитанского яруса. Местами доломиты и брекчиевидные известняки лузитана прикрываются гипсоносными осадками (Конюхов, 1956). Киммеридж-титонские отложения состоят преимущественно из оолитовых и органогенно-обломочных известняков с прослоями кристаллических известняков и доломитов. Мощность этих отложений в Центральном Дагестане составляет 350-370 м. В приморской части Дагестана (Айритюбе-Избербаш-Хошмензил) верхнеюрские отложения отсутствуют. Они не обнаружены и в Северном Азербайджане. В Верхнеюрское время в восточном Предкавказье существовала суша. В связи с малым содержанием обломочного материала в верхнеюрских породах, можно предположить, что эта суша была сильно сnivelирована. Далее к северу по всему северному отражению Каспийского моря, верхняя юра представлена морскими осадками, в значительной степени известковыми глинами и известняками. Рассматривая смену фаций верхнеюрских отложений от келловая до титона включительно, можно заметить значительное увеличение площади суши к северу от главного Кавказского хребта и в Большом Кавказе. Усилившиеся движения меридионального направления обусловили проникновение морских вод в северную часть Каспийской впадины и на восток от Каспийского моря. Мощность верхней юры в антикавказской геосинклинали не превышает 1000 м. Отложения мальма имеют сравнительно ограниченное распространение в Предгорном Дагестане, а в Южном Дагестане они отсутствуют в разре-

зах сводовых частей поднятий. Промышленные скопления в верхнеюрских отложениях обнаружены на месторождениях Шамхал-Булак и Дмитровская, но находятся в консервации из-за содержания серы в продукции, значительно превышающей допустимой концентрации.

Меловые отложения (нижний отдел)

Нижнемеловая эпоха в геологическом развитии всего северного полушария характеризуется регрессией моря. Лишь в конце нижнего мела (аптальб) начинаются небольшие трансгрессии. На границе нижнего и верхнего мела наблюдаются орогенические движения и в верхнем мелу – обширная трансгрессия. В обрамлении Каспийского моря нижнемеловые отложения имеют значительное развитие, хотя они распространены неравномерно. Валанжинский ярус встречается повсеместно во всем Дагестане, причем в центральной и северной его части он залегает согласно на известняках титона. Вверх по разрезу известняки сменяются мергелями, иногда доломитизированными. Мощность валанжина колеблется от 18 до 140 м. Более широко они распространены в северо-восточном Азербайджане (Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий). Представлены они здесь мергельными глинами, песчанистыми известняками иногда с прослойками гравия. Встречаются глыбовые внедрения конгломератов из известняков верхней юры. Мощность валанжина здесь доходит до 1000 м. К северу от Дагестана по северному побережью Каспийского моря эти отложения не выделены и разрез нижнего мела здесь начинается с неокома, представленного темно-серыми глинами с прослоями песчаников. Залежи газоконденсата приурочены к нерасчлененному комплексу валанжин-верхняя юра на месторождениях Шамхал-булак и Дмитровская (Предгорный Дагестан).

На западном побережье Каспия в готериве продолжался интенсивный подъем за счет континентального режима развития. Морские условия сохранились в районе Талыша. Общая площадь бассейна в готериве расширяется и мощность их на северо-западе Дагестана составляет до 325 м, уменьшаясь к северо-востоку до 20 м. Барремские отложения представлены на западном побережье Каспийского моря карбонатной толщей мощностью 30-50 м на разведочных площадях Дагогни, Дузлак, Балхас-Хунук и др., а к северо-западу эти отложения сменяются песчаниками, алевролитами и глинами, а также песчанистыми и оолитовыми известняками. Верхний баррем представлен алевролитами и глинами с прослоями песчаников. В сторону Ялама (Азербайджан) карбонатность разреза также уменьшается и в разрезе верхнего баррема преобладают песчаники и песчанистые глины. Мощность в этом направлении снижается до 20 м., в то время как в районе Шах-Дага она доходит до 200 м. В средней и южной части Каспийского моря в неокоме происходит подъем Кавказских горных сооружений, связанному с началом прогибания западной части Средне-Каспийской суши и с обособлением Южно-Каспийского бассейна, который соединялся с открытым океаном, по видимому, только на востоке. Аптские отложения в Дагестане представлены обломочными породами, преимущественно алевролитами и глинами, с богатой морской фауной. Более песчаные обнаружены на севере и западе. К вер-

хам апта преобладают глины. У побережья Каспия, на площадях Берикей, Дузлак, Хошмензил и Дагогни верхний апт представлен песчано-алевролитовой свитой и уменьшение мощности происходит по направлению к прибрежной зоне Каспийского моря. Аптские отложения обнаружены на площадях Ялама, Худат, Хачмас и представлены они глинами с прослоями мергелей и белых известняков. Мощность аптских отложений колеблется от 30 до 211 м. в южной части Прикаспия, увеличивается до 300 м в северо-западной части Дагестана. Установлена и такая закономерность, что мощности аптских отложений в сводах поднятий обычно меньше, чем на крыльях. С этими отложениями связаны залежи газа на месторождении Димитровское, нефтяные залежи на месторождениях Берикей, Дузлак. Первоначальные дебиты скважин доходили до 250 тыс.тон.в сут. нефти. Эффективная мощность алевролитов, продуктивного пласта составляет 10 м. На Дузлаке известны две нефтяные залежи. Мощность верхнего продуктивного пласта – 10-15 м., а начальные дебиты – 40 т/сут. В Дагестанских Огнях вскрыты три газовые залежи, две из них приурочены к апту, а верхний газоносный горизонт – к альбу. Небольшие залежи газа были открыты и находились в разработке на месторождении Хошмензил. Все названные залежи, кроме Димитровской к настоящему времени уже выработаны. Альбские отложения широко распространяются на побережье Каспийского моря и представлены алевролитами, темными глинами с включениями пирита и маркозита и прослойками мергелей и песчаников. Встречаются прослойки фосфорита в верхней части разреза Северного Азербайджана (Ялама, Худат) в альбе встречаются хорошо отсортированные песчаники, свидетельствующие о том, что в альбе продолжало существовать Средне-Каспийская суша, которая притягивалась в районы Северного Каспия до Астрахани. Мощность альбских отложений меняется от 50 м до 200 м и преимущественно сложены глинами. Некоторые исследователи (Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Д.Г., 1968) рассматривают их как нефтегазоматеринский комплекс, а в ряде случаев (антиклинальные зоны Южного Дагестана) – как флюидоупоры (покрышка) для небольших залежей, выявленных в апте (Хошмензил, Берикей, Дузлак, Дагогни). В районе западного побережья Каспийского моря расширение морского бассейна продолжалось и в альбе. Увеличенные мощности альба на западном побережье Каспия свидетельствуют об усилении нисходящих движений субширотного направления. Зона прогибаний к северу от Главного Кавказского хребта не доходит до берега Каспийского моря, а смена фаций на Дагестанском побережье свидетельствует о существовании Средне-Каспийской суши, в виде островов. С севера и с востока она была окружена сравнительно мелководными, но обширным морем, дно которого испытывало колебательные движения различного знака. Это особенно хорошо видно в северной части Каспия, где зоны относительных поднятий и погружений срезаются береговой линией (Книппер, 1989).

Меловые отложения (верхний мел)

В связи с расширением трансгрессии и выравниванием рельефа суши в сеномане усиливается отложения карбонатных осадков. На западном побережье Каспийского моря в карбонатных фациях встречены сеноманские отложения в скважинных разрезах на площадях Берикей, Дузлак, Хошмензил, Дагогни, где мощность их колеблется от 5 до 30 м. Они вскрыты на площадях в фронтальной части Дагестанского клина и Нараттюбинской складчато-надвиговой зоне (Акташ, Аркабаш, Гиляны, Новоллак, Андрей-аул, Шамхалбулак, Шавдан, Бавтугай, Тернаир и др.), а мощности их увеличены до 50 м, и известняки сменяются мергелями. Есть предположение, что между бассейном Предкавказской геосинклинали и западным побережьем Северного Каспия в сеноманское время существовали островки суши, поскольку в Артезиане (Калмыкия) сеноман в разрезах скважин отсутствует. На северном побережье Каспия в сеномане происходит смена континентальных и морских осадков.

Туронские отложения на Кавказе приобретают карбонатный состав. На Малом Кавказе местами происходит воздымание, которое приводит большинство территории к осушению и в верхнем туроне поднятие вновь сменяется трансгрессией. Турон также встречен в Северном Азербайджане (Ялама, Хизы), где они рассматриваются совместно с коньякскими отложениями и вместе они образуют свиту «кемчи», представленную чередованием песчаных известняков, гравелитов, глин, окрашенных в розовые и кирпично-красные цвета. Мощность свиты «кемчи» здесь колеблется от 10 до 218 м. Карбонатные осадки турона протягиваются вдоль северо-западного побережья Каспийского моря. Они вскрыты почти на всех разведочных площадях от Южного Дагестана до Нараттюбинской складчато-надвиговой зоны. В связи с трансгрессией Каспийского моря, начавшейся в верхнем туроне, осадки коньякского яруса в Северном Азербайджане, близ побережья моря представлены известняками в виде конгломератов на горе Кизил-Кая (Хаин, 1950). Близ западного побережья Каспия коньякские отложения имеют флишевый характер с тонким чередованием зеленоватых и красноцветных глин, песчаных известняков и известковистых гравелитов. На северном Каспии и в Предкавказье, коньякские отложения представлены карбонатными осадками. На площадях Ялама, Худат сантонские и кампанские отложения представлены серыми известняками, песчаниками и мергелями. Эти отложения в виде белых пелитоморфных известняков встречены в приморской части Южного Дагестана (Дузлак, Хошмензил и др.) и в фронтальной части Дагестанского клина (Избербаш, Димитровское, Ачи-Су и др.) и в Нараттюбинской складчато-надвиговой зоне (Акташ, Аркабаш и др.). Мощность их колеблется от 10 до 200 м. В северной части Каспия они представлены не везде из-за перерывов в осадконакоплении. Маастрихтские отложения также вскрыты скважинами повсеместно в Западном Прикаспии и представлены белыми, серыми и зеленовато-серыми известняками, мергелями с прослоями глин. Мощность маастрихта здесь колеблется от 50 до 130 м, а на площадях Северного Азербайджана мощности их иногда доходят до 255 м. Отложения датского яруса изучены слабее, так как они в основном представлены писчим мелом с прослоями песчаных белых известняков, которые при вскрытии

скважинами почти полностью растворяются в буровом растворе перекрашивая его в известково-белый цвет, что является безошибочным индикатором вскрытия датского яруса (Сабанаев, 2003).

В целом верхнемеловая эпоха характеризуется трансгрессией, достигшей максимума в середине верхнего отдела меловой системы (турансенон). В геосинклинальной части Каспийской впадины (на западном побережье) мощности верхнемеловых отложений на разведочных площадях меняются от 600м Ачи-Су до 400м Димитровская. Сопоставление мощностей верхне- и нижнемеловых отложений указывает на большое сходство общего тектонического плана Прикаспийской депрессии. Можно констатировать, что следы Средне-Каспийской суши, сохранившиеся в нижнемеловое время и почти исчезнувшие в максимуме трансгрессии, вновь проявляются в верхнемеловое время. Анализ распространения фаций и мощностей верхнего мела позволяет интерполировать вышеописанные их особенности и перенести на современный бассейн Каспийского моря. Как и в нижнемеловое время, в юго-западной части Южно-Каспийской впадины, по-видимому располагалась островная суша с многочисленными проливами. Дно средней части Каспия, как и ранее было занято платформенными образованиями, вдоль которых через Апшеронский порог проходила складчатая зона, постепенно вышолаживавшаяся в северной части Южного Каспия. На среднекаспийской платформе существовало мелководное море с отдельными островами. Наиболее сложным рельефом дна отличается северо-восточная часть Каспийского моря. Складчатые орогенические движения верхнемелового времени (Ларамийская фаза) максимального развития достигают в обрамлении Каспийского моря. Верхнемеловые отложения в геосинклинальной части Каспия являются регионально нефтегазоносными. Здесь открыты залежи на месторождениях: Сели, Гаша, Ачи-Су, Шамхал-булак, Избербаш, Димитровское, Новоллакское, Махачкала-Тарки. Дебиты скважин зависят от развития трещиноватости в известняках и варьируют от 0 до 120 т/сут нефти и до 250 тыс. м³/сут – газа. Дебиты отдельных скважин доходили до 500 тыс. м³/сут газа (Ачи-су). Емкостные свойства пород верхнего мела определяются также трещиноватостью, обусловленной тектоническими процессами. В балансе прогнозных запасов нефти и газа в Дагестане на долю верхнемеловых отложений приходится около 70,0% , приуроченные к глубинам 3000-7000 м. (Терско-Каспийский передовой прогиб).

Палеогеновые отложения

В связи с расположением Каспийской впадины в сомкнувшейся области древнего меридионального прогиба, перестройка его тектонического плана коснулась лишь в незначительной степени (Хаин, Леонтьев, 1950). В начале палеогена продолжалось прогибание земной коры на Кавказе с разной интенсивностью. В западной части Кавказа поднятия появились уже в сеноне, а в юго-восточной – в середине палеоцена, где морские осадки сохранились только в центральных частях главных геосинклинальных прогибов. В Ялама в сумгаитской свите преобладают серые мергели, глины и песчаники, мощность которых составляет 35-85 м. Осадки пестроцветной толщи слагают

трансгрессивно на породы датского и маастрихтского ярусов. Мощность их составляет здесь от 10 до 170 м. В районе Южно-Дагестанской ступени (Берикей, Дузлак) эти отложения представлены кирпично красными плотными слоистыми мергелями, перекрывающими известняки маастрихта. Здесь на них залегают фораминиферовые слои, относящиеся уже к эоцену, которые вскрыты скважинами как в Южном Дагестане, так и в пределах Дагестанского клина. Фораминиферовая свита на западном побережье Каспия состоит из четырех горизонтов, отличающихся как по литологическому составу, так и по геофизической характеристике. Снизу вверх выделяется пестроцветный горизонт, сложенный в основном мергелями разной окраски, от коричневых до серых, из-за чего горизонт получил свое название. По гаммакаротажу они характеризуются высокой активностью, а по стандартному (КС и ПС) относительно пониженными значениями. Мощность варьирует в пределах 15-30 м. выше залегает горизонт зеленых мергелей, кумский горизонт, представленные битуминозными сланцами темного цвета до черного. Белоглинистый горизонт представлен мергелями с прослоями светлых известняков. Общая мощность фораминиферовой свиты меняется в пределах 70-300 м. Наблюдается в комплексе пород фораминиферовой свиты перерывы в осадконакоплении и размыв, причем глубина размыва доходит до 80-90%. (Шамхалбулак, скв. 3.) На границе эоцена и олигоцена выделяется хадумский горизонт, возраст которого является дискуссионным до настоящего времени. Одни относят его к олигоцену, другие эоцену. Мощность хадумского горизонта колеблется также в широких диапазонах от 13 м (Тарки) до 278 м (Миатлы). Усиление движений меридионального направления в пределах обрамления Каспийской впадины привело к тому, что в эоцене почти вся территория современного Каспийского моря было занято морским бассейном.

В течение олигоценового времени в прогибах происходило отложение терригенных осадков майкопской серии. Мощности майкопской серии в Южном Дагестане составляют 400-500 м (Берикей, Дузлак), к Дагестанскому клину ее значение возрастает и доходит до 1500 и более метров. Литологически майкопская серия однотипна, представлена в основном темно-серыми глинами, с линзовидными прослоями алевролитов. Глины обладают аномально высокими поровыми давлениями, но разной уплотненностью. В районах с широким их развитием выделяются условно три горизонта (верхний, средний и нижний), а на остальных территориях на два горизонта (верхний и нижний) а в Южном Дагестане майкоп вообще не расчленяется и аномальность их составляет 1,4-1,5. Анализ мощностей майкопской серии и литологического состава позволяет предположить, что в олигоценовое время море распространялось почти на всю область Каспийской впадины и только во второй половине началась регрессия. Вдоль западного берега Каспия также усиливалась тенденция к регрессии, морской пролив сохранился в области Дзирульского массива. В конце олигоцена море уходит с Русской платформы и более поздние трансгрессии на нее уже не распространяются. Обращает на себя внимание обогащение палеогеновых отложений окислами, о чем свидетельствуют яркие краски эоценовых пород, наличие многочисленных сидеритовых конкреций и сульфидных соединений железа. А.Д. Архангельский (1927) рассматривал майкопские отложения как аналог современных черно-

морских осадков и считал их материнскими породами для миоценовых нефтяных месторождений. Анализ фаций и мощностей майкопского бассейна и всего палеогена показывает, что условия осадкообразования в майкопском море были значительно сложнее.

Неогеновые отложения (нижний и средний миоцен)

Неогеновое время характеризуется началом формирования материков и морских бассейнов в их современных очертаниях. В пределах среднего Азербайджана миоценовые отложения вскрыты скважинами в Ялама, Хачмасе. Тарханский горизонт здесь отсутствует. В Дагестане они появляются на юге где их мощности доходят до 25-30 м и представлены темно-серыми и черными глинами. Глины подстилаются слоем светло-серого мергеля с тарханской фауной. Чокракский горизонт широко распространен вдоль побережья Каспийского моря и вскрыт скважинами на площадях Ялама и Худат и Советоабад (Азербайджан). Мощности их увеличиваются по направлению к побережью моря от 25 м (Кубинский район) до 460 м (Ялама). Сложены они глинами, доломитами, слоями песков и песчаников. В Южном Дагестане между Махачкалой и Дербентом они выходят на поверхность и вскрыты скважинами на площадях Восточной и Западной антиклинальных зон. Сложены чокракские отложения чередующимися сериями рыхлых песчаников с песками и глинами. В глинах встречаются прослой мергелей и доломитизированных известняков со спириалисами. Мощности их в фронтальной части Дагестанского клина (Димитровская, Ленинкент, Тернаир, Алмало и др.) доходит до 1100м. В южном направлении и к Терско-Сулакской депрессии – на северо-запад мощность уменьшается доходя в северном обрамлении Каспия до 223 м (Александрийская) за счет выклинивания отдельных литологических пачек. Чокракский комплекс является одним из основных продуктивных горизонтов западного обрамления Каспия. Промышленные скопления нефти в них установлены на площадях: Избербаш, Ачи-Су, Махачкала, Тернаир, Берикей и Каякент. Песчаники чокракского горизонта характеризуются хорошими коллекторскими свойствами (пористость 20-30%, проницаемость – 300 мД.). Караганский горизонт (верхняя половина тортонского яруса) среднего миоцена характеризуются трансгрессией и некоторым углублением морского бассейна. Они обычно согласно залегают на чокрак, но по бортам впадины заходят трансгрессивно на древние образования вплоть до юры. (Хаин и Шарданов, 1952). К северу от Апшеронского полуострова караганские отложения представлены темными глинами с прослойками песчаников, мощность их здесь превышает 400 м. Они вскрыты скважинами в северном Азербайджане (Ялама, Худат, Хачмас), в Южном Дагестане (Избербаш, Каякент, Берикей). Песчанность разреза увеличивается с юга на север, но мощность уменьшается, а в Северном обрамлении Каспийского моря (Астрахань) караган отсутствует вовсе. По данным сейсморазведочных работ в Среднем Каспии происходит относительное уменьшение мощности карагана в пределах глубоководной котловины по сравнению с мощностью на континентальном склоне. Эти данные свидетельствуют о том, что условия осадконакопления были близки к современным, т.е. в течение среднемиоценового времени рассматриваемая

часть Каспийского моря существовала в качестве эпиконтинентального водоема. Глубоководная часть ее была связана с наиболее погруженными участками Терско-Каспийского прогиба и прилегающими частями эпигерцинской платформы. В караганских отложениях залежи нефти и газа в зоне их наибольшего развития на западном побережье Каспия не обнаружены.

В конце среднего миоцена (конкский бассейн) имел почти те же очертания, что и караганский (Хаин, Шарданов, 1952). Они залегают на караганские отложения согласно. В Тальше конкские осадки представлены серыми песчаными глинами с прослоями полимиктовых песчаников и мергелей. Мощность осадков конкского времени в Куринской депрессии не превышает 100 м. Зеленовато-серые глины с прослоями песчаников и мергелей отмечены на побережье Каспийского моря в Избербаше, где их мощность не превышает 50 м. Далее к северу, на всем западном и северо-западном побережье Каспийского моря, конкские отложения отсутствуют, появляются они на западе – на склонах Ергенинской возвышенности, в виде кварцевых песков с гравием и глин с остатками растений.

В верхнемиоценовое время преобладали движения кавказской (широтной) ориентировки. Усилившиеся поднятия в районе Кавказских гор привели к тому, что морской бассейн к концу среднего сармата сохранился лишь в восточной части Закавказья. Колебания уровня моря привели к местным разливам осадков.

В Северном Азербайджане сарматские отложения распространены широко и вскрыты разведочными скважинами в Кусарах, Хачмасе, Худате и Яламе. Сложены они глинами с редкими и тонкими пропластками песков. На берегу Каспийского моря сарматские отложения встречены у мыса Чандагар, далее на север – в Дагестане обнажаются в предгорьях и слагают морское дно в прилегающем районе Каспийского моря. Нижняя часть сармата (синдесмиевые слои) состоит из чередования серых слоистых известковистых глин, мергелей и песчаников. Мощность нижнего сармата колеблется от 90 до 330 м. Среднесарматские отложения сложены в основном глинами. К югу они опесчаниваются, а в районе Сулака они представлены светло-серыми известковистыми глинами с прослоями мергелей и песчаников (криптомактровые слои), мощность которых доходит до 340–400 м. Выше они сменяются грозненской свитой, состоящей из темно-серых и буроватых глин и глинистых сидеритов. В районе Избербаша и Каякента среднесарматские отложения обнаружены на подводном склоне Каспийского моря. Мощность среднесарматских отложений доходит до 850 м. В верхнем сармате преобладают глинистые отложения с прослоями известняков, песков и песчаников. По направлению к морю сарматские отложения становятся более грубозернистыми и известковистыми. Гряды известняков на морском дне от Махачкалы до Берикее относятся к верхнему сармату. Общая мощность верхнего сармата близ побережья Каспия достигает до 1300 м. К северу от Александийской скважины мощности сармата уменьшаются и в районе Астрахани они отсутствуют, возможно они размыты ачкагыльской трансгрессией. И так, в северной части Каспийского моря на протяжении всего сармата сохраняются континентальные условия, усиливаются движения меридионального направления, которые в конечном итоге приводят к разобщению Черноморского и Каспийского бас-

сейнов. Аналогичные тенденции продолжали развиваться и в самых верхах олигоцена – в мэотическое время. Распространенная в мэотисе фауна свидетельствует о разобщенности Каспийского моря от открытого океана. По мнению В.П. Колесникова (1940) в это время сохранялся узкий пролив, соединявший Причерноморскую часть бассейна с Прикаспийской. На побережье Каспия к северу от Махачкалы мэотис представлен глинами с прослоями известняков. Такие же фации сохраняются в Терско-Сулакской депрессии (площади Аксай, Куруш, Адильотар, Сулак, Бабаюрт). Промышленные залежи в сармате выявлены на продолжении платформенного склона Терско-Каспийского прогиба на площадях Червленная, Адуюрт.

Плиоценовые отложения в обрамлении Каспийского моря представлено толщей континентальных конгломератов и других пролювиально-аллювиальных отложений. В связи с трансгрессивным залеганием понта на разных породах и на разных элементах рельефа литологический состав их непостоянен. Представлен он конгломератами и прибрежными осадками – песчанистыми глинами, глинистыми песками и песчаниками, раковинными известняками, иногда с косою слоистостью. Встречаются прослой вулканического типа в северном Азербайджане.

Движения меридионального направления подготовили акчагыльскую трансгрессию. Дальнейшее прогибание в меридиональном направлении усилило трансгрессию, которая не только охватила весь современный бассейн Каспийского моря, но и долины Волги. К югу акчагыльское море распространялось до Ирана (Колесников, 1940). На побережье Северного Азербайджана (Ялама, Худат и др.) они вскрыты скважинами. Далее к северу они, представленные глинами с прослоями песков заполняют синклинали между Восточной и Западной антиклинальными зонами в Южном Дагестане. Близ Дербента акчагыл выражен детритусовыми оолитовыми и конгломератовидными известняками, которые на север, вдоль побережья Каспия (Сулак) сменяются на глины, песчаники, пески, конгломераты. Мощность акчагыльского яруса колеблется от 108 м (Кусары) до 500 м (р. Самур). Они встречены и на Северном обрамлении Каспия (Александрийская).

В предгорьях Эльбруса в акчагыле отлагались песчано-глинистые осадки. Таким образом, к акчагыльскому времени приурочена обширная трансгрессия, обусловленная усилением прогибаний меридионального направления в Каспийской впадине. Более поздние (апшеронская, бакинская, хазарская и хвалынская) трансгрессии имели уже значительно меньшее распространение.

Апшеронские отложения встречены по всему западному побережью Каспия от Ялама, Хачмас, Худат (мощностью 850 м) и по северному обрамлению (Сулак, Александрийская) до Астрахани, где они представлены глинами, с прослоями песка, конгломерата, а в верхней части преобладают галечники и конгломераты. Мощность апшерона по западному побережью Северного Каспия меняется от 900 м (Александрийская) до 300 в Артезиане. К началу антропогена Каспийское море приобрело очертания близкие к современным, в то же время происходили интенсивные движения коры на дне моря, что привело к увеличению глубин моря с отложением мощных толщ апшеронских осадков.

Антропогенные отложения

Вдоль западного побережья Каспийского моря постепенный переход от апшеронских отложений к бакинским наблюдается только в синклинальных прогибах, где отмечались глины, глинистые песчаники, известняки-ракушечники, иногда конгломераты. Они широко распространены в пределах Самуро-Дивичинского синклинория, где они представлены также глинами, песками с прослоями конгломератов. В пределах Терско-Сулакской депрессии, между апшеронскими и бакинскими осадками, залегают континентальные отложения с отпечатками растений и пресноводной фауной (Галин, 1969). Подошва бакинских отложений имеет разные уровни на западном и северном обрамлении Каспия: Черный Рынок 320-370 м, Александрийская – 550 м, севернее Махачкалы – 440 м, а мощности колеблются от нескольких метров до 400 м и более. На границе бакинского и хазарского веков произошли горообразовательные процессы, это вызвало увеличение глубины средней и южной частей Каспийского моря и резкое понижение уровня в его северной части. В пределах Терско-Кумской низменности береговая линия моря (области кровли верхнебакинского горизонта) ниже уровня Каспия на 200 – 300 м, в то время как в северном Азербайджане она приподнята до 320 м выше нулевой линии (Федоров, 1957). Таким образом, амплитуда между участками поднятий и опусканий превышает 600 м. В нижнехазарское время существовал водообмен между Черным и Каспийским морями через Восточно-Манычский прогиб, а в конце хазарского века эта связь прекратилась. Отложения хазарского яруса имеют широкое распространение в пределах Терско-Сулакского прогиба и представлены в основном глинами, в толще которых четко прослеживаются песчаники, в которых формировались водоносные горизонты, являющиеся основными объектами Терско-Каспийского артезианского бассейна.

Отложения хвалынского яруса по побережью Среднего Каспия представлены песчанистыми глинами с галькой, галечниками, конгломератами и детритусовыми известняками. В Северном Каспии нижнехвалынские осадки представлены характерной фацией глин, которые на повышенных участках рельефа приобретают примесь крупнозернистого материала приобретают более светлую окраску и переходят в супеси и суглинки. Шоколадные хвалынские глины, являющиеся маркирующим горизонтом в северной части Каспийского моря, обнаружены в образцах пород, отобранных бурением со дна Северного Каспия.

Новокаспийский ярус, отложения которого известны по всем берегам современного Каспийского моря образуют террасу, расположенную на высоте 6 - 22 м над урезом воды. Морские отложения здесь перемежаются с темными глинистыми песками и суглинками, содержащими растительные остатки, приобретая дельтовый характер. Отложения новокаспийского времени наиболее широко распространены в северной части Каспия, образуя современный рельеф. Таким образом, в антропогенное время происходит смена трансгрессий и регрессий замкнутого полуморского бассейна. Все черты отложений хазарского возраста (карбонатность, отсутствие свободных выделе-

ний окислов железа, светлые тона отложений и др.) свидетельствуют о более теплом климате в областях сноса материалов.

Разлагающееся органическое вещество местами при общей органике вызвало заражение осадков сероводородом. Затопленные береговые валы в районе Дагестанского побережья на глубине 3,5-4,0 м. являются отражением одного из этапов верхнехвалынской (самурайская) регрессии (Леонтьев, 1982)

Глава 9

Нефтегазогеологическое районирование Российского сектора Каспийского моря и его обрамления

Анализ истории геологического развития Северного Кавказа и Прикаспийского региона дает возможность выделить своеобразные тектонические элементы по структурным, литофациальным, геофизическим, геоморфологическим и другим критериям, отличающиеся по условиям нефтегазонакопления и качественной характеристикой углеводородных скоплений. Следует отметить, что единого мнения по поводу выделения и классификации нефтегазонасыщенных территорий пока не существует. А.А. Бакиров, Г.Е. Рябухин (1979), Г.Х. Дикенштейн и др. (1977), Н.Ю. Успенская и др. (1972), придерживаясь взглядов И.М. Губкина, выделяют нефтегазонасыщенные провинции, а в них нефтегазонасыщенные области, районы, зоны. Другие, основываясь на учении И.О. Брода (1965) выделяют нефтегазонасыщенные бассейны. Следует констатировать, что в основу районирования по принципу нефтегазонасыщенных бассейнов заложены условия генерации, а нефтегазонасыщенных провинций – условия аккумуляции, поэтому они дополняют друг друга, а не противоречат.

В связи с большей проработанностью классификации нефтегазонасыщенных территорий, придерживающихся взглядов И.М. Губкина, в основу нефтегеологического районирования территории бассейна Каспийского моря (Российский сектор) заложены принципы единства условий генерации УВ.

Важнейшим качественным показателем провинции является региональная нефтегазонасыщенность крупных стратиграфических комплексов в рамках всего анализируемого объекта.

Нефтегазонасыщенная область представляет собой территорию, приуроченную к одному крупному геоструктурному элементу первого порядка, отличающаяся единством геологического развития и сходством условий литогенеза (включая условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления) в течение длительных этапов геологического времени периодов и даже эр. Области включают нефтегазонасыщенные районы, связанные с отдельными блоками структурами (Бакиров, 1973). Зоны нефтегазонакопления объединяют соседствующие и сходные по геологическому строению скопления нефти и газа, связанные с определенной категорией ловушек единого генетического типа. Границы областей, районов и зон нефтегазонакопления проводились по линиям распространения глубинных разломов, контролирующих региональные и локальные структуры.

Бассейн Каспийского моря является сложнопостроенным регионом, где имеет место развитие тектонических элементов различного строения и

морфологии и в него распространены нефтегазоносные области трех провинций: Прикаспийской, Предкавказско-Крымской и северного склона Большого Кавказа (Предкавказская).

Как известно, нефтегазонакопление в земной коре обуславливается и контролируется многими факторами, из которых главнейшими являются: характер исходного вещества и время его преобразования, хронологическое соотношение между генерацией и аккумуляцией углеводородов, история геологического развития и современный тектонический план, литофациальная выраженность пород, термобарический режим недр, гидрогеологический показатель. Безусловно тектоническому фактору в этом комплексе отводится ведущая роль. Методы изучения этих факторов весьма разнообразны: геологические, геофизические, геохимические, геотермические, гидрогеологические, гидродинамические и др. Немалую роль играет и достоверность получаемой информации для построения близкой к истине геологических моделей объектов, установления теоретических представлений о генезисе нефти и газа, обоснованности оценки перспектив нефтегазоносности региона. По мере накопления геолого-геофизического материала, эволюции общегеологических подходов, развития теории нефтегазообразования, менялись и представления о нефтегеологическом районировании территорий, перспективах ее нефтегазоносности. Проблемы освоения ресурсов нефти и газа континентального шельфа, изучения геологического строения рассматриваемой территории с применением новейших модификаций геофизических методов исследований рассмотрены в работах многих исследователей: Бакирова А.А., Васюковича Н.Б., Соколова Б.А., Шатского Н.С. и др. По их мнениям с одной стороны акватория Каспийского моря относится к числу территорий, где апробированы все существующие методы от геофизики до глубокого бурения, а с другой – она изучена неравномерно, а по многим геоструктурным элементам недостаточно. Долгое время основные научные исследования были направлены изучению кайнозойского комплекса, а мезозойские отложения являющиеся высокоперспективными с точки зрения обнаружения в них крупных нефтегазовых месторождений оставались в тени.

В последнее время ситуация изменилась в связи с открытием ОАО «ЛУКОЙЛ» ряда месторождений с залежами в юрских отложениях. До 1995 года все открытые и находящиеся в разработке нефтяные и газовые, газоконденсатные месторождения в бассейне Каспийского моря практически были расположены в Южном Каспии. В то же время геологическое строение, особенно глубоководных зон и нефтегазоносность Среднего и Северного Каспия оставались слабо изученными. В западной части Среднего Каспия открыто только одно нефтегазовое месторождение Инчхе – море (Дагестанский сектор) и пробурены единичные скважины в палеорусле Волги, Арабляр и др.

С учетом открытий ОАО «ЛУКОЙЛ» за последние годы, автором рассмотрены вопросы формирования возможных залежей нефти и газа на основе геотектонического развития региона, выделены зоны возможных концентраций углеводородов и ловушек. Проведено нефтегеологическое районирование, разработаны основные критерии оценки перспектив нефтегазоносности осадочного комплекса и определены направления вовлечения УВ ресурсов Российского сектора Каспийского моря в народное хозяйство. Гра-

фические построения, сделанные авторами совместно с Захаровым Е.В., и Вершовским В.Г. позволили по-новому интерпретировать тектонику региона и внести некоторые коррективы.

В пределах российского сектора Каспийского моря, согласно структурно-тектонической классификации нефтегеологического районирования систематизированы все возможные нефтегазоносные комплексы.

Каждый из них в разной степени включает разнородные тектонические элементы, но удобно для проведения сравнительного количественного анализа нефтегазоносности осадочных комплексов и их ранжирования, поскольку они сходны по строению в смежных территориях по условиям генерации, аккумуляции и консервации УВ, на что обращают внимания (Соколов, 1985, Клещев, Шеин, 2002). Эти выделенные нефтегазоносные области связаны с зонами устойчивого прогибания земной коры, самостоятельно развивавшиеся до накопления антропогенных отложений. Разграничения смежных бассейнов проводится условно по шарнирам устойчивых поднятий фундамента и положению глубинных разломов, определяющих их автономное развитие на протяжении мезозойского времени.

В структуре бассейна выделяется очаг УВ как естественно природный объект, определяющий в пространстве и времени возможность нефтегазообразования и нефтегазонакопления (Соколов, 1990). Главным критерием выделения верхней границы очага является положение изотермы 70-75 °С (верхней границы главной зоны нефтеобразования). Глубинное положение интересующей нас изотермы варьируют в пределах 1,5-2,5 км среди выделенных. Терско-Каспийская нефтегазоносная область является региональным эталоном для проведения сравнительного анализа нефтегазоносности других территорий. В пределах этого бассейна открыта и эксплуатируется более 60 месторождений нефти и газа. При характеристике бассейнов основное внимание уделено вопросам наличия в разрезе толщ коллекторов и флюидоупоров, определяющих аккумулярующие свойства комплекса и структурных форм, способным содержать залежи нефти и газа, поскольку генерационный потенциал отложений всех бассейнов достаточен для формирования скопленных углеводородов. (Сабанаев, 2007).

9.1. Прикаспийская нефтегазносная провинция

Значительную часть Прикаспийской впадины занимают степи и на юге полупустыни. На западе и на юге впадина отчетливо выражена в рельефе, как обширная низменность, только на северо-востоке появляются холмы и возвышенности. На юге впадина уходит под уровень Каспийского моря. В геотектоническом отношении Прикаспийская нефтегазоносная провинция связана с одноименной обширной и глубокой впадиной, представляющей собой наиболее погруженную часть Русской платформы. Впадина выполнена мощной тощей палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений суммарной мощностью от 7 до 20 км, контуры которых очерчены на гравитационном поле положительными значениями силы тяжести. Западным продолжением платформенных линейных структур является подводное погребение Южно-Каспийское и Астраханское поднятия. В фундаменте Прикаспийской

впадины имеет развитие блоковая тектоника. Отмечается ступенчатое погружение фундамента к центру впадины. В осадочном комплексе развиты соляные купола. Над проблемой нефтегазоносности Прикаспийской впадины работали многие исследователи: С.И. Миронов, П.Я. Авров, Ю.А. Косыгин, Г.Е. Рябухин, М.М. Чарыгин, Я.С. Эвентов и др. В осадочном комплексе впадины выделены четыре нефтегазоносных комплекса: нижнемеловой, верхнеюрский, среднеюрский и пермо-триасовый. В южной части впадины, которая погружается в акваторию (мелководье) Северного Каспия отсутствуют соляная тектоника, но изучен разрез недостаточно из-за неотработанности методики проведения сейсморазведочных работ, поэтому к настоящему времени в пределах шельфа Северного Каспия нет открытых месторождений нефти и газа, но это не характеризует перспективы этой территории, а скорее ее слабая изученность.

9.2. Предкавказско-Крымская нефтегазоносная провинция

Она расположена на территории Краснодарского, Ставропольского краев, Республик Дагестан и Калмыкия, а также Астраханской и Ростовской областей РФ и Крымской области Украины. Восточная территория этой провинции уходит в бассейн Каспийского моря, соединяясь с Туранской плитой. Предкавказско-Крымская нефтегазоносная провинция в геотектоническом отношении соответствует одноименной плите, а некоторые называют ее Скифской плитой (Муратов и др.). Исследованию этой территории посвящены работы И.М. Губкина, И.О. Брода, М.С. Бурштара, Д.В. Голубятникова, И.П. Жабреева, М.В. Муратова, С.Э. Мусаева, Д.А. Мирзоева, К.А. Тиллопо, Н.Ю. Успенской, В.Е. Хаина, А.И. Цатурова и др.

В разрезе Предкавказско-Крымской плиты выделяются доплатформенный субстрат и налегающий на него платформенный чехол. Доплатформенный субстрат этой плиты состоит из фундамента и промежуточного структурного этажа, имеющий не повсеместное распространение. Отложения промежуточного этажа заполняют относительно узкие прогибы и грабены в герцинском этаже фундамента (Восточно-Манычский прогиб). Платформенный покров образован мезозойско-кайнозойским отложениями (юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый структурные этажи). Многочисленные разломы в фундаменте проникающие в покров плиты оказали влияние на распределение мощностей и фаций покрова. Обычно с ними бывают связаны зоны повышенной трещиноватости в породах покрова. С разломами в Предкавказско-Крымской плите связан особый тип региональных структур, приразломные сооружения – Манычская впадина, Терско-Каспийский передовой прогиб и др. межразломные блоки – Прикумское, кряж Карпинского и др.

9.2.1. Нефтегазоносная область кряжа Карпинского Кряж Карпинского представляет собой одно из крупнейших тектонических сооружений Предкавказской плиты. Его протяженность, от обнаженного Донбасса на западе до Каспийского моря на востоке, превышает 500 км, а ширина между ограничивающими шовными зонами около 150 км.

В целом кряж Карпинского можно рассматривать как огромный горст палеозойского складчатого этажа фундамента, которому соответствует про-

тяженное поднятие платформенного покрова. Подъем в слоях мезозоя над окружающими впадинами и прогибами превышает 2000 м. Сочетание системы продольных и поперечных разломов определило блоковое строение кряжа Карпинского. На территорию Прикаспийского региона имеют распространение Бузгинский и Джанайский блоки.

Бузгинский нефтегазоносный район в своем составе имеет только Ики-Буруевское газовое месторождение, расположенное на южном склоне крупного Бузгинского блока кряжа Карпинского. Месторождение приурочено к асимметричной брахиантиклинали имеющей размеры 30×17 км. Залежи содержатся в двух песчаных пластах нижнего мела. Кроме того, промышленно газоносны здесь песчаные пласты палеогена.

Джанайский нефтегазоносный район по ресурсам жидких и газообразных углеводородов занимает ведущее место в нефтегазоносной области кряжа Карпинского. В разрезе выделяются два продуктивных комплекса: юрский и нижнемеловой. Юрские отложения представлены толщей чередования пластов песчаников, алевролитов и глин. Промышленная нефтегазоносность их установлена на Каспийском месторождении, где продуктивными оказались два пласта песчаников в юрских отложениях. В нижнемеловом комплексе продуктивные пласты приурочены к неокомским, аптским и альбским отложениям. Промышленные притоки газа, газоконденсата и нефти из неокомских отложений были получены на Ермолинской Черноземельской площадях. Аптские отложения мощностью 150 м представлены песчано-алевролитоглинистой толщей, содержащей в своей нижней части на глубинах 2100-2300 м залежи нефти и газа. Мощность их доходит до 250 м и представлены песчано-глинистой толщей на глубине около 2000 м содержит газоконденсатную залежь на Восточно-Камышанской площади. Джанайский блок в современном структурном плане представляет собой моноклираль, полого погружающуюся на юг, осложненная складками. Это погружение на расстоянии 60-70 км, отвечающие ширине блока, достигает 1200 м. Снижение происходит ступенчато в виде плоских широких террас, сочленяющихся уступами. Вдоль уступов развиты валлообразные поднятия, служащие зонами нефтегазонакопления: Ачинеро-Каспийский, Краснокамышанский и Комсомольско-Артезианской. В пределах Ачинеро-Каспийской зоны находятся Каспийское нефтяное, Уланхольское, Черноземельское, Восточно-Камышанское газоконденсатные, Северо-Камышанское газовое и другие месторождения.

Промысловско-Цубукский нефтегазоносный район в своем составе имеет Промысловскую зону нефтегазонакопления, включающую кроме Промысловского, Тенгутинское, Олейниковское, Межевое и Цубукское месторождения. Промысловско-Цубукская зона поднятий субширотного простирания располагается к северу от Джанайского блока и поднимается на 600-700 м над Ачинеро-Каспийской зоной и протягивается на расстоянии до 150 км при ширине в 20 км. Дизъюнктивы разбивают локальные поднятия, входящие в состав зоны на многочисленные мелкие блоки, в связи с этим выявленные в нижнемеловых отложениях залежи нефти имеют небольшие размеры. Залежи газа и нефти приурочены к кровле мощной толщи песчаников, залегающих на глубинах 800-1200 м. Все залежи зоны приурочены к единому пластовому

резервуару, однако каждая из них имеет самостоятельные газо-водяной или водонефтяной контакты.

9.2.2. Восточно-Предкавказская нефтегазоносная область в районах прилегающих к Каспийскому морю состоит из нескольких нефтегазоносных районов. Правильно было бы объединить эту область с Терско-Каспийской, но в пределах последней еще не открыты месторождения нефти и газа, поэтому авторы считают это не корректным и не следует опережать события.

Восточно-Манычский нефтегазоносный район расположен в пределах одноименного крупного внутриплатформенного прогиба отделяющий Донбасс и кряж Карпинского от расположенного южнее Прикумской зоны поднятий.

Манычскую впадину следует рассматривать как наложенную на тектонический шов платформенного покрова, имеющую восток-юго-восточное простираие, протяженностью 700 км. Наибольшая ее ширина достигает 60 км у оз. Маныч-Гудило. Поперечное, Сальское и другие поднятия разделяют впадину на Тузлов-Манычский, Гудиловский и Восточно-Манычский прогибы. Следует отметить, что последний из них как самостоятельная структура выражен только в юрских отложениях и по более молодым горизонтам он является погребенным. Максимальные мощности осадочного чехла (неоген-триас) составляют 5,5 км. Структурная дифференциация охватывает только триас-палеоцен-эоценовую часть разреза. Палеоген и неоген имеют моноклиналиное строение. Зоны нефтегазонакопления района при достаточно сходном геологическом строении имеют определенные различия. Таша-Комсомольскую зону нефтегазонакопления образует серия структур северного борта Восточно-Манычского прогиба. Поднятия распространены хаотически, не связаны с определенными тектоническими зонами, как правило, малоразмерные. Мощность осадочного чехла зоны вырастает до 3,5 км в основном за счет более полных разрезов майкопских отложений. Основной продуктивной толщей является юрская (ааленские песчаники), которые продуктивны на семи структурах (Северо-Комсомольская, Таша и др.). На структуре Шахметы в песчаниках средней части байоса выявлена залежь газа. Залежи структурного типа залегают на глубинах около 3,0 км, нередко с элементами литологического и стратиграфического экранирования. Кроме юрских отложений продуктивными являются также песчаники апта.

Величаевско-Максимокумская зона нефтегазонакопления объединяет большинство выявленных месторождений в Восточно-Манычском прогибе. В тектоническом отношении отмеченная зона приурочена к одноименному крупному валу субширотного простираия, который более контрастно выражен в структуре триасовых отложений. По вышележащим юрским, мел-эоценовым и майкопским отложениям вал не имеет четкого отражения, но локальные поднятия в какой-то степени наследуют в ослабленном виде более древние структурные формы. В наиболее приподнятых зонах вала выпадают из разреза, средний и верхний триас вследствие эрозии а в западной части вала выклиниваются верхнеюрские и неокомские отложения. Основными нефтегазоносными комплексами Величаевско-Максимокумской зоны являются триасовые, юрские и меловые, подчиненное значение имеют залежи в

верхнем майкопе. В триасе нефтегазоносной толщей являются трещинно-кавернозные известняки нижнего триаса (нефтекумская свита), залегающие на глубине до 4 км. В среднем триасе продуктивность носит ограниченный характер. Залежи здесь связаны с маломощными трещинными разностями известняков пластово-сводового типа. В юрском комплексе залежи приурочены к песчано-алевролитовым горизонтам нижней юры (VII и VI пласты), – III терригенный и I терригенно-карбонатный пласты верхней юры. Глубина их залегания от 3200 до 3500 м. Для разреза нижнего мела характерен широкий диапазон нефтегазоносности. В неокоме – IX пласт, в апте – V, VI и VIII пласты, в альбе – IV и I пласты. В пределах отдельных площадей отмечены до одиннадцати пластов (Колодезная).

В нижнемеловых отложениях выявлены самые крупные в регионе месторождения на площадях Величаевская, Колодезная, Зимняя Ставка и Правобережная, глубины их залегания 2450-3450 м. В карбонатном разрезе верхнего мела выявлены залежи массивного типа, а в верхнем майкопе залежи приурочены к песчано-алевролитовым пластам. Помимо отмеченных, в погруженной части Восточно-Манычского прогиба открыты месторождения на обособленных структурах Озерное Цикертинское и Южно-Буйнакское (глубина 4500 м). На Южно-Буйнакском месторождении продуктивными являются среднетриасовые отложения, облекающие гранитный массив. Газонасыщенным является оолитово-обломочный пласт известняка залегающий на глубине 4800 м.

Прикумско-Тюленевская нефтегазоносная область занимает северо-восточную часть Ставропольского края и северную часть Республики Дагестана. Прикумско-Тюленевский вал принадлежит к сооружениям юрского и мел-палеогенового структурных этажей, с которым связаны промышленные скопления нефти и газоконденсата.

На одной широте с Прикумским валом на его продолжении в Северном Каспии выделен Кизлярский прогиб. В последние годы после проведенных сейсморазведочных работ совместным предприятием Мегатрон – ВИНТЕРСХАЛ представления об этой территории существенно изменились. В районе о. Тюлений результатами этих работ (2002 г) установлено наличие крупного валоподобного поднятия по триасовым отложениям. Майкопские и более молодые отложения, здесь входящие в состав неогенового структурного этажа, залегают моноклинально, слагая северное крыло обширной наложенной Терско-Кумской впадины. В этих отложениях не обнаружено скоплений нефти и газа. Протяженность Прикумско-Тюленевского вала по данным сейсморазведочных работ несколько увеличивается, поскольку подтверждено, что он имеет распространение в пределы Среднего Каспия до значений 150-160 км при ширине 80 км. По юрским отложениям рассматриваемое поднятие представляет собой крупнейший структурный нос. С севера поднятие в юрском этаже ограничено Восточно-Манычской впадиной, отделяющего его от кряжа Карпинского. В связи с тем, что Восточно-Манычская впадина не выражена в отложениях мелового структурного этажа Прикумско-Тюленевский вал приобретает вид обширного структурного плато, прилегающего к кряжу Карпинского. Локальные поднятия проявляющиеся в юрском, меловом, палеоген-неогеновом этажах объединены в зоны субширотно-

го простирания (Величаевско-Озексуатский блок) и субмеридиального характера (Сухокумский блок). По тектоническим принципам и условиям нефтегазонакопления Прикумская нефтегазоносная область разделяется на районы: Озек-Суатско-Величаевский – нефтегазоносный и Сухокумский, для которого кроме нефтяных характеры газоконденсатные и газовые залежи (Юбилейно-Кумухская, Тюбинско-Соляная, Прасковийско-Ачикулакская и другие).

Озексуатско-Величаевский нефтегазоносный район. Нефтеносны в рассматриваемом районе отложения юры, мела и палеогена. Суммарная мощность этих отложений, содержащих здесь около 30 продуктивных пластов, изменяется от 1200 до 2000 м. Нефти всех месторождений высокопарафинистые, плотности их отличаются друг от друга, причем нефти мелового нефтегазоносного комплекса отличаются высокой плотностью (0,826 г/см³). Нефти палеогеновых отложений по своему составу близки к нефтям верхнего мела, их плотность иногда доходит до 0,890 г/см³. Все месторождения нефти приурочены к брахиантиклинальным поднятиям, подавляющая часть их многопластовые, имеют более двух залежей. Большинство залежей принадлежит к пластовому сводовому типу. Известны отдельные залежи, принадлежащие к литологическому и стратиграфическому типу. Сухокумская зона нефтегазонакопления приурочена к северному склону Прикумской зоны поднятий. Здесь под трансгрессивным ниже-среднеюрским комплексом развиты в различной степени эродированные осадки триаса. Как правило, под юрской толщей залегают мощные (до 650 м) карбонатно-терригенные осадки нижнего триаса, реже терригенно-карбонатный – среднего или эффузивно-осадочные породы верхнего триаса. Основное отличие зоны от всех остальных связано с высокой степенью структурной выраженности складок по разрезу вплоть до палеогена. Продуктивные горизонты связаны с VIII аптским, IX, X, XII и XIII неокомскими, XIII₂, II, III верхнеюрскими и VI, VII и XIII пластами средней юры. Все юрско-нижнемеловые пласты представлены песчаниками и алевролитами, исключение составляют XIII₂ пласт верхней юры, сложенный доломитами, и X пласт неокома, содержащий прослой известняков. Продуктивный пласт в среднем триасе сложен оолитовыми, а в нижнем триасе – трещинно-кавернозными известняками. Юрские и нижнемеловые продуктивные горизонты, как правило состоят из нескольких проницаемых прослоев, в основном, гидродинамически изолированных друг от друга и содержащих самостоятельные залежи. Все месторождения многопластовые (до 30 и более). Большинство залежей пластово-сводового типа, с элементами литологических замещений. В кавернозно-доломитовом XIII₂ пласте и трещинно-поровых известняках нижнего триаса залежи массивные, в оолитовом известняке среднего триаса – пластовые сводовые. Высота триасовых залежей от 37 до 140 м, юрско-нижнемеловых от – нескольких до 40 м. По фазовому составу скопления углеводородов в разрезе разнообразны. Чисто нефтяные – Южно-Сухокумское и Мартовское месторождения, Дахадаевское и Степное – газоконденсатные, а остальные нефтегазоконденсатные месторождения. Глубины залегания залежей колеблются от 3200-3800 м (юра – нижний мел) до 3900-4400 м (триас). Кроме этих комплексов, промышленные залежи выявлены в песчаниках альба (нефть, глубина 2500 м), в шести маломощных песчаниках майкопа (газ, глубина 1700 м) на месторождении Русский

Хутор (Центральный) и в базальных песчаниках нижней юры (нефть, глубина 3800 м) Сухокумского месторождения. Наиболее крупными месторождениями зоны являются Русский Хутор, Южносухокумское, Сухокумское и др.

Юбилейно-Кумухская зона нефтегазонакопления объединяет многочисленные месторождения нефти и газа, приуроченные к порово-трещинным известнякам и доломитам нижнего триаса, мощностью от 40 до 300 м и среднего триаса, мощностью до 300 м. Эффузивно-осадочный комплекс верхнего триаса развит спорадически. В перекрывающих юрских комплексах, как правило, не фиксируются. Залежи залегают в интервалах глубин 3500-4800 м. Малоразмерные пластово-сводовые газоконденсатные залежи выявлены в песчаниках X-XI пластов неокома и III пласте верхней юры на месторождении Юбилейное.

Тюбинско-Соляная зона нефтегазонакопления объединяет месторождения, расположенные на юго-восточном погружении крупного Озек-Суатского поднятия. Триасовые отложения, залегающие на палеозое, представлены эффузивно-осадочными породами верхнего триаса и только в отдельных депрессионных участках, терригенно-карбонатным по составу и маломощным (до 300 м) породами среднего и нижнего триаса. Песчано-глинистые осадки нижней и средней юры развиты повсеместно, характеризуются резким изменением мощностей (45-450 м), то же самое можно отнести к песчано-карбонатно-глинистой толще верхней юры, мощность которой меняется от 40 до 170 м. Неокомский комплекс продуктивен на всех месторождениях Тюбинско-Соляной зоны нефтегазонакопления. Залежи нефти и газоконденсата установлены в песчаниках IX и XII пластов. Газоконденсатные залежи отмечены в верхнеюрском кавернозно-доломитовом XIII₂ пласте. Глубина залегания залежей 3300-3800 м.

Озек-Суатская зона нефтенакпления в тектоническом отношении охватывает одноименное поднятие и прилегающую к нему с запада, Кумскую депрессию. Основную часть осадочного чехла этой зоны составляют отложения нижнего мела неогена. Триасовые отложения имеют спорадическое развитие в депрессионных участках, а юра имеет повсеместное распространение. Здесь продуктивны четыре песчано-алевролитовые пласта (V, IV, II, I), залегающие на глубинах 3300-3400 м. Залежи по типу пластово-сводовые, нередко с элементами литологического замещения. Самая крупная по запасам нефти залежь на Озек-Суате. В разрезе нижнего мела продуктивны четыре пласта (XIII и IX в неокоме, VIII в апте и I в альбе). Коллекторы неокома сложены терригенно-карбонатными осадками, альба и апта – разнородными песчаниками и алевролитами. Диапазон глубин залегания колеблется от 2450 до 3150 м.

Верхнемеловые залежи связаны с трещинными разностями известняков маастрихтского яруса, с глубинами их залегания около 2400 м. Верхним стратиграфическим комплексом зоны с установленной промышленной нефтегазонаосностью является хадумский горизонт. Трещиноватые аргеллиты, образующие резервуар, продуктивны на единичных площадях (Озек-Суат) и имеют ограниченные запасы. Хотя залежи нефти и газа распределены в более чем 1200-метровом интервале разреза, охватывающем отложения от средней

юры до хадума включительно, но основной продуктивный потенциал сосредоточен в 200 метровой толще апта и неокома.

9.3. Северокавказская нефтегазоносная провинция.

Руководствуясь отмеченными выше классификационными признаками в составе этой провинции выделяются четыре области нефтегазонакопления: северного склона Большого Кавказа, Западно-Кубанская, Восточно-Кубанская и Терско-Каспийская.

Нефтегазоносная область северного склона Большого Кавказа. В составе области нефтегазонакопления северного склона Большого Кавказа выделяется дагестанский газонефтяной район в пределах Дагестанского структурного выступа и Наратюбинской складчато-надвиговой зоны.

В дагестанском газонефтяном районе выделяются Наратюбинская зона нефтегазонакопления с залежами приуроченными к разным стратиграфическим комплексам. Только отдельные поднятия (Ачи-Су, Махачкалинское, отражены во всем разрезе, но нередко с плановым смещением сводовых частей. Кайнозойские отложения представлены неогеновыми песчаниками и глинами мощностью 1-3 км, глинами майкопской серии (нижний миоцен-олигоцен) мощностью от 1,5 до 2,4 км,) в разрезе которого встречаются крупные внедрения карбонатных пород эоцена толщиной до 45 м), и мергельно-известковистыми осадками эоцена мощностью 65-250 м. В разрезе мезозоя повсеместно развиты известняки верхнего мела (400-600 м), глинисто-песчаные осадки альб-апта (250 м), известняково-доломитово-ангидритовые породы неокома (более 200 м) и верхней юры (свыше 500 м), а также преимущественно аргиллитовая по составу средняя юра (вскрытая мощность до 2500 м). Различия строения осадочных разрезов в пределах зоны заключается в эродированности неогена (до чокрака включительно) и на ряде структур отсутствуют неомом и верхняя юра, а в Южном Дагестане они в скважинных разрезах также не обнаружены. Единственная газовая залежь в одном из песчаных свит карагана установлена на месторождении Махачкала-Тарки. Чокракские отложения нефтегазоносны на структурах Махачкала, Ачи-Су, Избербаш и литологически экранированная залежь была открыта в Тернаире. Глубина залегания миоценовых залежей от 1,5 км до 3000 м. майкопские и эоценовые отложения продуктивны в Шамхал-Булаке, эоцен – в Ачи-Су и Димитровское. Верхнемеловые отложения содержат залежи газоконденсата на месторождениях Ачи-Су, Новолакское, Шамхал-Булакское, Махачкала-Тарки, Димитровское, Избербаш. Залежи массивного типа, за исключением Шамхал-Булакской, где они имеют пластово-массивный характер. Из всех залежей описываемой зоны наиболее сложнопостроенной является Димитровская. Здесь скопления нефти и газа приурочены к серии тектонических блоков. В блоках, содержащих газовые залежи, имеют единый ГВК – 4156 м, (Иргинский и Хушетский), где верхний мел залегает выше (около 3800 м) содержат нефтяные залежи. Глубина залегания верхнего мела по зоне меняется от 2700 (Шамхал-булак) до 5500 м (Новолакское). самое крупное месторождение Димитровское, где кроме верхнемелового выявлены залежи газоконденсата в валанжин-верхнеюрском и нижнемеловом комплексах. Залежи

все массивные, с этажом газоносности – до 580 м на Шамхал-булаке. (Рис. 9.1).

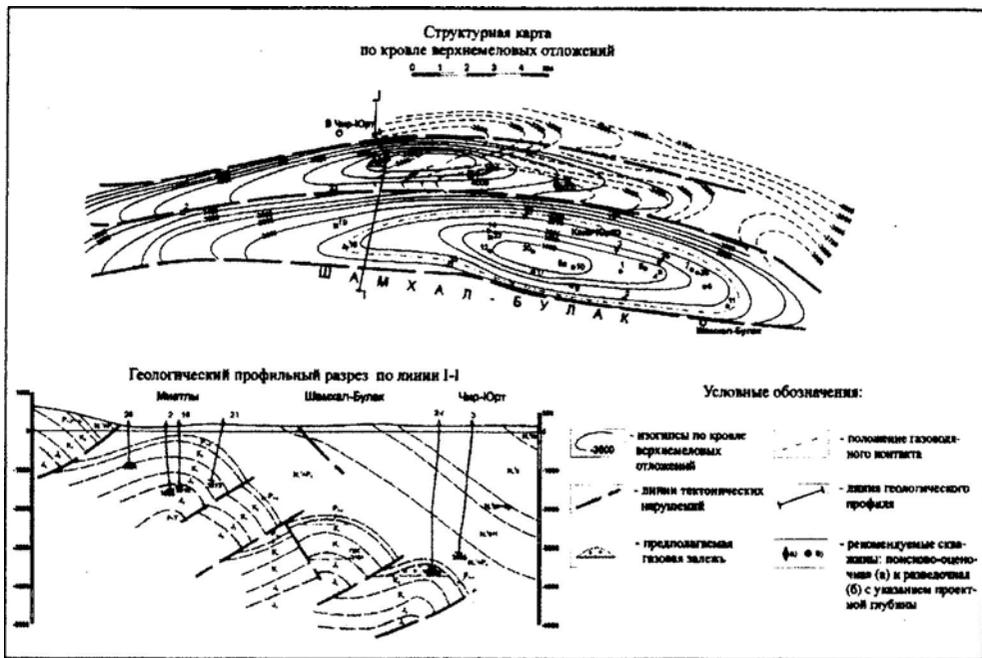


Рис. 9.1. Геологическая модель месторождения Шамхал-Булак.

Западная зона нефтегазонакопления в тектоническом отношении связана с одноименной антиклинальной зоной Южного Дагестана, содержащая ряд брахиантиклинальной параллельно береговой линии Каспийского моря. На двух из них (Селли, Гаша) были открыты нефтегазовые залежи. Во вскрытом разрезе осадочного чехла зоны присутствуют мощные песчано-глинистые породы средней юры (до 2,5 км, скв. 55 Селли), преимущественно глинистый нижний мел (до 200 м), известняки и мергели верхнего мела (450-700 м) и эоцена (60-270 м), а также глинистая толща майкопа (600-1700 м) и глубоко эродированный (до караган-чокрака) неогеновый комплекс. Складки сложнопостроенные, осложнены разрывами, а в майкопе наблюдается диапиризм (Селли). Основной продуктивный горизонт приурочен к трещиноватым известнякам маастрихта и дата. Этаж продуктивности – 230-300 м, при этом высота газовой шапки составляет в Селли – 130 м, в Гаша – 170 м. Глубина залегания залежей – 1400 м (Селли) и 2400 (Гаша). В настоящее время залежи выработаны.

Восточная зона газонакопления объединяет структуры и месторождения одноименной антиклинальной зоны. Особенностью разреза осадочной толщи этой зоны является значительная эрозия верхних его частей. Здесь на поверхность выставлены отложения среднего миоцена иногда и майкопа. Все образующие антиклинальную зону складки являются асимметричными с падением слоев на крыльях от 20° до 55° и осложнены разрывами, как продольными (Нараттюбинская серия разломов), так и поперечными (Гамриозенский,

Самурский и др.). В пределах всех структур зоны продуктивны два комплекса хадумско-фораминиферовый и нижнемеловой. В разрезе нижнего мела установлена нефтегазоносность глинисто-алевролитовых пластов в апте (Берикей) и альбе (Дузлак и Дагогни). Три газоносные пласты отмечены на структуре Хошмензил в интервале глубин 560-790 м. Нижнемеловые залежи пластово-сводовые. Хадум-фораминиферовый резервуар представляет собой пачку трещиноватых мергелей мощностью до 30 м. Эти отложения нефтеносны на Берикейской структуре, на других структурах они газонасыщены. Запасы нефти и газа месторождений небольшие и к настоящему времени они практически выработаны.

Приморская зона нефтегазонакопления объединяет три месторождения нефти и газа, приуроченным кулисообразно сочленяющимся структурам коробчатого типа. Они имеют размеры (до 22×6 км) и осложнены крутопадающими нарушениями взбросового типа. Осадочный чехол этих месторождений составляет стратиграфические подразделения от неогена до средней юры. Первым сверху нефтегазоносным комплексом является 800-1000-метровый по мощности чокрак. Продуктивные горизонты распределены по всему разрезу, образуя несколько обособленных свит (А, Б, В, Г) по промышленной номенклатуре. Сложены они чередующимися прослоями песчаников, алевролитов и глин. Число проницаемых горизонтов иногда достигает до 20, мощность которых меняется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Встречается в объеме песчаников и алевролитов фаціальное замещение. Наиболее широким диапазоном нефтеносности обладает месторождение Избербаш, где продуктивны все свиты чокрака, на Инчхе – море – свиты Б (газ), и Г (нефть и газ), в Каякенте нефтеносны только песчаники свиты Б. Глубины залегания продуктивных горизонтов на месторождениях приморской зоны от 200 м до 2 км. Типы залежей – от пластовых сводовых до литологически и тектонически экранированных. Карбонатные породы фораминиферовой свиты на Избербашской площади не испытывались, хотя в процессе бурения в них наблюдались признаки нефтегазонасыщения в виде разгазирования глинистого раствора, появление пленок нефти в циркуляционной системе. Верхнемеловые отложения содержат залежь нефти и газа, хотя пробуренные в 70-х гг. пять скважин их не обнаружил, а залежь открыта 6-й скважиной по счету, (248 Избербаш), которая испытана в 2004 г. и получен газонефтяной фонтан дебитом нефти 150 м³/сут., газа 220 тыс. м³/сут. основная часть верхнемеловой залежи, как и миоценовой находится в акватории Каспийского моря.

Морское месторождение Инчхе-море (Средний Каспий) примыкает с юго-востока к Избербашской структуре. С целью детализации геологического строения (1972-1975) объединением «Каспморнефть» было пробурено семь структурно-поисковых скважин, в некоторых из них были получены промышленные притоки нефти и газа. Хотя месторождение открыто, запасы зафиксированы, но оно остается неразведанным, работы поставлены на консервацию с 1975 г. по требованию комиссии Верховного Совета СССР по экологии. Перспективы нефтегазоносности месторождения Инчхе-море связаны с среднемиоценовыми и верхнемеловыми отложениями.

9.4. Перспективная территория Российского сектора Каспийского моря.

9.4.1. Северо-Каспийский нефтегазоносный район. В структурном отношении Северный Каспий представляет собой Прикаспийскую синеклизу, в пределах которой по особенностям распространения региональных нефтегазоносных комплексов, строения отдельных нефтегазовых месторождений и их пространственного размещения выделяется ряд нефтегазоносных участков. По особенностям геологического строения, часть Каспийского моря, входящая в Прикаспийскую синеклизу логично рассматривать в составе Южно-Эмбенского нефтегазоносного района. Нефтегазоносность морской части Прикаспийской синеклизы может быть связана с двумя комплексами пород: подсолевым и надсолевым. Подсолевой комплекс представлен терригенными и карбонатными отложениями перми, карбона, девона, при этом основные скопления нефти и газа на обрамлении северного Каспия связаны с карбонатными породами карбона. Так, к северо-западу от Каспийского моря известно Астраханское газоконденсатное месторождение с продуктивным горизонтом в известняках среднего карбона. Промышленная нефтегазоносность установлена в подсолевых отложениях на востоке северного Каспия, непосредственно у береговой линии моря в пределах Каратон-Прорвинской зоны подсолевых поднятий, на площадях Тенгиз, Тажигали и др. Западная часть перспективной Каратон-Прорвинской зоны покрыта водами Каспийского моря. Перспективы подсолевых отложений морской прибортовой части Прикаспийской впадины оцениваются высоко, причем прогнозируется открытие газовых и газоконденсатных скоплений на западе Северного Каспия и нефтяных на востоке. К настоящему времени подсолевые отложения не вскрыты скважинами в пределах центральной части Прикаспийской впадины, поэтому многие вопросы о полноте разрезов карбона, перми остаются открытыми. В Северном Каспии по геофизическим данным поверхность докембрийского фундамента залегает на глубине 5-7 км, здесь выявлено около двух десятков солянокупольных структур, но следует заметить, что в состав Российского сектора Каспийского моря входит лишь западная часть

Северного Каспия, ограниченная Аграхано-Эмбенским глубинным разломом, который делит ее на две части. В разрезе Российской части Северного Каспия выделяется два структурных комплекса: верхний мезозойско-кайнозойский и нижний пермо-триасовый, который является верхним структурным ярусом фундамента. В области распространения Русской докембрийской платформы в пределы Российского сектора Северного Каспия выделены структуры: Гамбургцевская, Камеральная, Июльская, Северо-Каспийская и др., а в области эпигерцинской платформы на продолжении кряжа Карпинского, Михайловско-Полдневская антиклинальная зона, Кировско-Каралатская структура, Северо-Кулалинский вал, Западно-Кулалинское поднятие; Промысловско-Цубукская антиклинальная зона, Ракушечное поднятие, Красно-Камышанско-Каспийская антиклиналь, Каспийская, Морская б. Жемчужная, Астраханский рейд структуры и выявленные в последние годы (2000) ОАО «Лукойл» структуры им. Ю. Карчагина, Филановского, Хвалынская и др. Основные перспективы нефтегазоносности в акватории Северного

Каспия связаны с карбонатно-террагенными юрско-меловыми и возможно триасовыми отложениями, где прогнозируются ловушки рифогенного типа. Структурный план юрско-мелового комплекса в пределах Российского сектора Северного Каспия имеет устойчивую тенденцию подъема в северо-восточном направлении, при этом толщины потенциально продуктивных юрско-меловых отложений, по данным сейсморазведки изменяется от 1400 до 500 м.

По результатам сейсморазведочных работ ОАО «Лукойл» в пределах акватории Российского сектора выявлено большое количество объектов структурного типа из которых восемь подготовлено к глубокому бурению, оценены перспективные ресурсы и на 3-х из них открыты месторождения и одно из которых подготовлено к вводу в разработку. Залежи нефти и газа выявлены также и на прилегающей к Северному Каспию суше (Прикаспийская суша) на четырнадцати структурах, где в разрезе мезозойских отложений выделяются три самостоятельных комплекса: триасовый, юрский и меловой. Залежи нефти и газа в триасовых отложениях выявлены на площадях Северный Искине, Сагиз, Танатар, Доссор, Мунайли и др. Верхняя юра нефтегазонасна на площадях Сагиз, Прорва, Актюб, а нижнеюрские отложения на разведанных площадях водоносны.

Таким образом, дальнейшее расширение объемов добычи в пределах Северного Каспия, очевидно, тем более есть подготовленные к опискованию объекты, есть открытые месторождения в пределах, как моря, так и сухопутной части Прикаспийской синеклизы, а оцененные извлекаемые углеводородные ресурсы только Северного Каспия (по оценке ИГиГИ) превышает 4,0 млрд. ТУТ. Кроме того, полнота разреза юры и мела в море возрастает с севера на юг. Коллектора нефти и газа характеризуются однотипностью с выдержанными емкостными свойствами. Все эти факторы подтверждают возможность увеличения запасов углеводородов в морской части и близость превращения Российского сектора Каспия в новый крупный нефтегазонасный регион Российской Федерации.

9.4.2. Средне-Каспийский нефтегазонасный район. В районе Среднего Каспия нефтегазонасность литолого-стратиграфических комплексов на прилегающей суше изучена довольно детально. В Прикаспийском нефтегазонасном районе месторождения нефти и газа связаны, в основном, с нижнемеловыми отложениями. Месторождения Прикумско-Тюленевского вала на западе, Жетыбая - Узеньской ступени и Песчаномысско-Ракушечного свода на востоке Каспийского моря аналогичны по своим характеристикам. Поэтому в пределах Среднего Каспия могут быть нефтегазонасными те же триасовые, юрские и нижнемеловые отложения, продуктивность которых установлена на вышеуказанных структурных зонах суши. Российская часть акватории Среднего Каспия большей частью расположена в пределах Терско-Каспийского прогиба, охватывая северный край Самурского свода, где продуктивные горизонты будут связаны с нижнемеловыми, эоценовыми, майкопскими и чо-кракскими отложениями. На Самурском своде и по восточному борту прогиба перспективы нефтегазонасности по всей вероятности связаны с нижнемеловыми, юрскими и триасовыми отложениями. В российской части отмеченных структурных зон Среднего Каспия плотности запасов оценены в пределах 10-32 тыс. т. на 1 кв. км. прогнозные ресурсы Терско-Каспийского проги-

ба оцениваются в 780 млн. т. В целом по западной части Северного и среднего Каспия прогнозные ресурсы составляют по мезозойско-кайнозойскому комплексу 1,9 млрд. тун., из которых на российскую часть приходится около 1,5 млрд. тун.

В пределах Среднего Каспия выявлен ряд перспективных структур вдоль западного берега с севера на юг: Северо-Махачкалинская, Туралинская, Восточно-Димитровская, Манасская, Ачи-Су-море, Инчхе-море-1, Инчхе-море-2, Каякент-море, Берикей-море, Дузлак-море, Дагогни-море, Хашмензил-море, Дербент-море, Арабляр-море, Ялама, Набрань-море и др.

Суммарная оперативная оценка запасов нефти, газа и конденсата по трем выявленным залежам месторождения Инчхе-море составила (нефть-извлекаемые, тыс.т., газ-балансовые, млн м³), которая сведена в таблицу 9.1.

Таблица 9.1.

Категория	Нефть	конденсат	Газ свободный	Газ растворенный
C ₁	3 072	—	—	1 128
C ₂	4 919	868	13 788	20 68
C ₁ +C ₂	7 991	868	13 788	3 196

Результаты испытания скважин сведены в таблицу 9. 2.

Таблица 9.2.

	Индекс пласта	Условия опробования	Интервал опробования (м)	Дата опробования	Результаты опробования
3 Азнефть	чокрак свита Б	открыт. ствол	972-1016		Притока нет
	чокрак свита Б	открыт. Забой фильтр	960-972	16.02.72 г.	Приток газа Q _г = 171 тыс.м ³ P _б = 75 атм P _з = 35 атм d _{шт.} - 7 мм
5 Азнефть	чокрак свита Г ₄	колонна перфор.	1612-1637	20.10.73 г.	Приток нефти Q _н = 200 т/с d _{шт.} = 11мм Q _г = 90тыс. м ³ /с P _б = 50 атм.
16 Азнефть	чокрак свита Г ₄		1699-1710		Приток газа с пленкой нефти Q _г = 3,0 м ³ /с P _з = 20 атм
	чокрак свита Г ₃	колонна	1672-1680	15.04.75 г.	Нефть Q _н = 150 м ³ /с d _{шт.} - 13 мм P _з = 53 атм

Наряду со среднемиоценовыми отложениями, продуктивными могут быть верхнемеловые и нижнемеловые отложения (глубина залегания 3600-4500 м).

Следует отметить, что запасы нефти и газа месторождения Инчех-море учтены Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ, но имеющиеся геологические и физико-технологические данные недостаточны для представления этих запасов на утверждение в ГКЗ России. В процессе доразведки месторождения должны быть учтены гидродинамические характеристики, коллекторские свойства пластов-коллекторов, где выявлены залежи.

В геосинклинальной части бассейна Каспийского моря по западному побережью открыты нефтяные и газовые месторождения в мезозойско-кайнозойском комплексе от миоцена до верхней юры.

Месторождение Махачкала расположено между городом и горой Тарки-Тау. Изучением геологического строения этой площади и смежных территорий занимался К.П. Калицкий, который еще в 1924 г., считал ее одной из перспективных и рекомендовал к разбурированию. Было установлено, что в тектоническом отношении она представляет собой брахантиклинальную складку юго-восточного простирания, в ядре которой обнажаются верхи нижнего сармата. Заложённая в условиях свода структуры скважина вскрыла три нефтегазоносных объекта, но не были опробованы по техническим причинам. В 1942 г. на юго-западном крыле Махачкалинской складки был получен фонтан нефти из свиты «В» чокракского горизонта с дебитом 265 т/сут. Последующими работами месторождение подготовлено к разработке, хотя разведочные работы проводились до 1948г. и выявлены новые залежи нефти и газа в нижнем сармате (синдесмиевые слои), в верхней пачке карагана, и в чокраке. В настоящее время залежи в миоцене уже выработаны. Находится в разработке залежь нефти, приуроченная к верхнемеловым отложениям и введенная в пробную эксплуатацию в 1970г. Залежь до конца не разведана из-за застроенности основной части залежи городом Махачкала.

Месторождение Избербаш, открытое в 1936 г. (залежи приурочены к среднему миоцену) является самой крупной по запасам. Эффективная мощность продуктивного пласта «Б₂» равна 8 м, «В» - 24 м, а остальных пластов от 7 до 12 м. Часть Избербашского месторождения находится в акватории Каспийского моря. В разработке находились залежи с 1937г. (на суше) и с 1949г. – на море. Залежь нефти и газа открыта в верхнемеловых отложениях (2001) с первоначальным дебитом скважин 207 тыс. м³/сут.газа и 87 м³/сут конденсата (скв. 248). Перспективы могут быть связаны и с нижнемеловыми отложениями.

Каякентское месторождение связано с коробчатой брахантиклинальной складкой, входящей в систему восточной антиклинальной зоны. Складка осложнена продольным разрывом надвигового типа с амплитудой смещения около 700 м. Нефтегазоносность Каякентского месторождения связана с песчаными свитами чокракского горизонта, которые местами выходят на поверхность. Основным нефтеносным объектом здесь является свита «б», причем залежи относятся к типу литологически экранированных. Начальные

дебиты скважин составляли 75 т/сут. К настоящему времени все запасы, связанные с чокракскими отложениями уже истощены.

Месторождение Берикей расположено на берегу Каспийского моря в 12 км к юго-востоку от Каякента и в 27 км к северо-западу от г. Дербента. Здесь была налажена кустарная добыча акционерных обществ, в том числе «Товарищество братьев Нобель». Нефть была приурочена к хадумскому горизонту, первоначальные дебиты скважин составляли 16-80 т/сут.

Детальное изучение строения Берикейского месторождения началось с 1926г. В геологическом строении месторождения принимают участие мезозойско-кайнозойские отложения, от чокрака до средней юры. Сводовая часть складки нарушена разрывом надвигового типа, по которому северо-восточное крыло складки надвинуто на юго-западное. Участки с большей нефтенасыщенностью приурочены к зонам повышенной трещиноватости хадумских и фораминиферовых мергелей. Вторая небольшая залежь приурочена к нижнемеловым отложениям (алевролитовый пласт в кровле аптского яруса).

Дузлакское газонефтяное месторождение расположено севернее г. Дербента и восточнее железнодорожной станции Мамедкала. По рекомендации И.О. Брода с 1934 по 1939г. в пределах площади было пробурено несколько скважин, установивших промышленные притоки газа из мергелей хадумского горизонта и фораминиферовой свиты, глубины скважины 266-313 м. С 1947 года начались поисковые работы на нефть и газ в мезозойских отложениях, и в 1952 году из нижнемеловых отложений была получена нефть, дебитом 9 т/сут. В последующем продукция была получена еще в 13 скважинах. Нижнемеловая залежь находилась в разработке (1952-1979 гг.). Альбапский нефтеносный комплекс Дузлакского месторождения сложен переслаиванием глинистых и песчано-алевролитовых пород, слагающих антиклиналь асимметричного строения с широким пологим сводом. Северо-восточное крыло осложнено погребенным надвиговым разрывом, установленным позже параметрической скважиной 100. Нефтяная залежь характеризуется водонапорным режимом, газовый фактор от 30 до 100 м³. Начальное пластовое давление, приведенное к ВНК (- 700 м) составило 9,0 мПа, температура пласта 55⁰С.

Газовое месторождение Дагестанские огни расположенная в непосредственной близости к берегу Каспийского моря известно еще из арабских летописей IX века выходами газа на дневную поверхность. Здесь у холма Ясты-тепе находился один из очагов древнего культа огнепоклонников, совершавших паломничество к «вечным огням». В результате проведенных работ В.Д. Голубятниковым было установлено, что газ приурочен к куполовидной структуре асимметричного строения, с крутым северо-восточным и сравнительно пологим юго-западным крыльями. С 1929 года началось разведочное бурение, в процессе которого с глубины 170 м из хадумского горизонта получен, приток газа дебитом 30 тыс. м³/сут. Были пробурены еще 13 скважин глубиной от 230 до 330 м и получены промышленные притоки газа. Разведка возобновлялась созданием в Дербенте треста «Даггаз», который пробурил (1939-1942 гг.) еще 20 скважин, продуктивными оказались 6. Всего пробурено на хадумские отложения 37 скважин. Из них 15 дали промышленные притоки. Коллекторские свойства пласта (хадум-фораминиферы) обусловлены

трещиноватостью, емкостные и фильтрационные свойства их находятся в прямой зависимости от степени тектонической раздробленности пород. Высота залежи 125 м, ГВК проводится на отметке минус 350 м. Из нижнемеловых отложений получен приток лишь в одной скважине с дебитом газа 18 тыс. м³/сут. Во всех остальных 10-ти скважинах из песчано-алевролитового пласта нижнего альба были получены притоки воды.

Хошмензильское газовое месторождение расположено в 20 км к югу от г. Дербента. В 1934 г. - 1935 г. пробуренной «Грознефтью» скв. 3, при глубине 356 м из хадумских отложений получен первый фонтан газа.

В последующем с 1940 по 1946 гг. на Хошмензильском месторождении с целью разведки хадумско-фораминиферовой залежи пробурено 15 скважин из которых 5 оказались продуктивными. В 1948-1953гг. было пробурено 13 скважин на мезозойские отложения в трех из них из нижнемеловых отложений получены промышленные притоки газа. Установлено, что Хошмензильская антиклиналь, к которой приурочены залежи газа в хадуме и нижнем мелу имеет ассиметричное строение с пологим юго-западным (12⁰) и крутым (до 45⁰) северо-восточным крыльями. Размеры структуры по меловым отложениям 15х2,5 км и высотой 160 м. Коллекторами служат трещиноватые глинистые мергели хадумского горизонта и фораминиферовой свиты. Режим залежи водонапорный, ГВК проводится на отметке минус 378 м, высота залежи 42 м. Разработка месторождения завершена в 1975 г. Залежи в палеогене и нижнем мелу имели низкую степень заполнения структур, которая объясняется неблагоприятными условиями формирования и сохранения залежей, обусловленными длительным конседиментационным ростом структур, приведшим к перерывам в осадконакоплении, развитием дизъюнктивных дислокаций, способствующих разрушению залежей. Маломощная майкопская серия, нарушенная разрывами, не обеспечила сохранения залежей, особенно в мезозое, характеризующихся высокой степенью тектонической трещиноватости.

Таким образом, есть прямое доказательство в существовании структурно-тектонической приемственности морской территории по отношению к обрамляющей суши. Известные в пределах окружающей Каспийское море, суши, тектоно-стратиграфические комплексы, продолжаясь в море, почти целиком сохраняют, а в отдельных случаях улучшают литофациальную характеристику, коллекторские свойства и степень нефтегазонасыщенности. Все это предопределяет значительный интерес к территории Каспийского моря со стороны инвесторов и вполне обоснованно.

Нефтегазоносные площади расположены, в основном, на Дагестанском побережье Каспийского моря, в зоне интенсивных погружений на территории Среднего Каспия (месторождения им.Филановского, Корчагина, Центральное) и на Апшеронском пороге и Бакинском архипелаге на территории Азербайджана.

К перспективно нефтегазоносным зонам относятся: на Русской платформе – Северная зона, на эпигерцинской плите – Западно-Бузачинская, Примангышлакская, Терско-Промысловская, Прикарабогазголская зоны, а в Альпийской складчатой области – Терско-Каспийский прогиб, Прикаспийско-Кубинская зона (рис. 9.2).

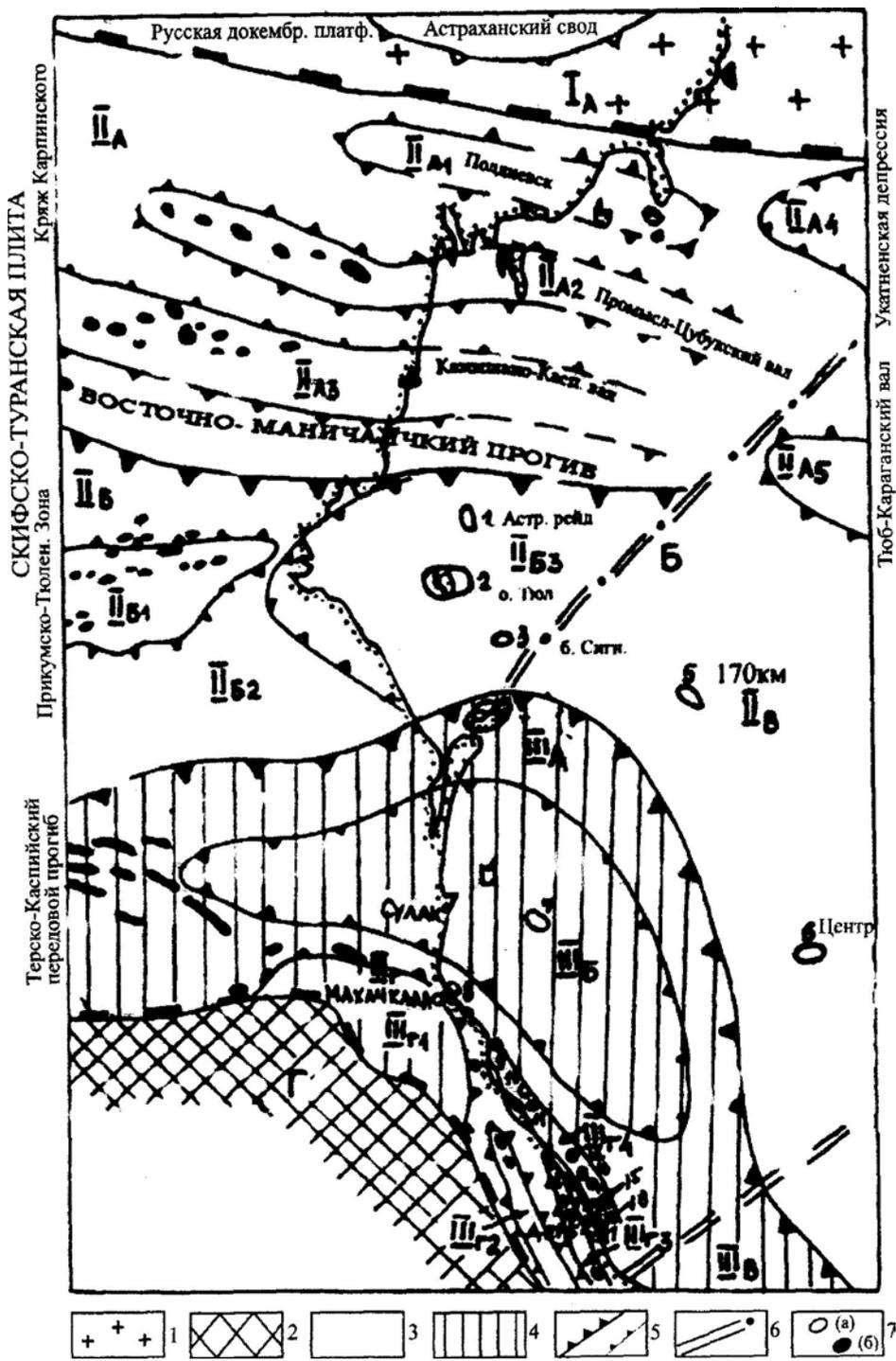


Рис. 9.2. Обзорная тектоническая схема Восточного Предкавказья (по Захарову Е.В. с добавлениями авторов)

Основные тектонические элементы:

А — Русская докембрийская платформа; I_А — Прикаспийская впадина; Астраханский свод;
Б — Скифско-Туранская плита; II_А — кряж Карпинского; II_{А1} — Поддневское поднятие;
II_{А2} — Промыслово-Цубукский вал; II_{А3} — Камышанско-Каспийский вал; II_{А4} — Укатненская депрессия; II_{А5} — Тюбкараганский вал; II_Б — Восточно-Маньчский прогиб; II_{Б1} — Прикумская система поднятий; II_{Б2} — Ногайско-Гарумовский сложный вал; II_{Б3} — Кизлярский прогиб;
Пв-Центрально-Каспийская моноклиналь;

В — Терско-Каспийский краевой прогиб; III_А — платформенный склон Терско-Каспийского прогиба; III_Б — осевая часть Терско-Сулакской впадины; IIIв — Терско-Апшеронская впадина; IIIг — складчатый склон Терско-Сулакской впадины; IIIг₄ — Дагестанский клин; IIIг₂ — Западная антиклинальная зона; IIIг₃ — Восточная антиклинальная зона; IIIг₄ — Приморская антиклинальная зона;

Г — мегантиклинорий Большого Кавказа.

Локальные поднятия на акватории Каспийского моря:

1 — Астраханский рейд; 2 — Тюленеостровное; 3 — банка Сигнал; 4 — Чеченское; 5 — 170 км; 6 — Центральное; 7 — Восточно-Сулакское; 8 — Махачкала-море; 9 — Ачи-су-море; 10 — Изербаш-море; 11 — Восточное Инче-море; 12 — Берикей-море; 13 — Огни-море; 14 — Дулак-море; 15 — Дербент-море; 16 — Восточно-Дербентское; 17 — Восточно-Рукельское; 18 — Арабляр-море.

Глава 10.

Установленные и прогнозируемые типы ловушек нефти и газа на Российском секторе акватории Каспийского моря.

Распределение залежей с разным количественным соотношением компонентов по тектоническим элементам сложная задача, как показал комплексный анализ имеющихся данных по акватории Каспийского моря оно контролируется следующими факторами:

- источником углеводородов, генерирующий преимущественно газообразные или жидкие компоненты;
- термобарическими условиями залежи в геологическом прошлом и в настоящее время;
- гипергенным преобразованием углеводородов;
- условиями сохранности газа, как наиболее подвижного компонента.

Все перечисленные условия варьируют в широких пределах, поскольку источником УВ могут служить подстилающие и (или) покрывающие отложения Среднего Каспия, Терско-Сулакской впадины, Дербентской котловины и др.

Термобарические условия определяются глубинами до 5,5 км. Гипергенные преобразования также является функцией от новейших и современных поднятий земной коры с разностью амплитуд до 3,0 км.

Оценивая перспективы нефтегазоносности акваториальной части кряжа Карпинского необходимо отметить, что структурная зона протягивается с запада на восток через Северный Каспий. В континентальных ее частях как на западе, так и на востоке (Бузачинский нефтегазоносный район), установлены промышленные залежи нефти и газа. При этом обращает внимание факт совпадения возраста и состава продуктивных горизонтов по обоим берегам Каспийского моря. Таким образом, имеется основание утверждать, что промышленно-нефтегазоносные комплексы пород распространяются и в пре-

дела акватории, соединяя собой нефтеносные земли западного и восточного побережий.

В прибрежной зоне морского продолжения кряжа Карпинского, можно ожидать открытия лишь небольших по размерам нефтяных залежей.

Далее на восток в акватории Каспия прогнозируются крупные и возможно даже гигантские месторождения нефти и газа, приуроченные к сводам локальных поднятий, свидетельством которого является увеличение мощности продуктивных комплексов и их объема в сторону моря. а также возможность расширения стратиграфического интервала нефтегазоносных толщ за счет отложений юры. Однако в геологическом отношении рассматриваемый район практически слабо изучен. Поэтому представляется целесообразным проведение в пределах морского продолжения кряжа Карпинского комплексных геолого-геофизических работ.

Восточно-Манычский прогиб заходит в пределы моря одной структурной зоной – Кизлярским прогибом. Основным нефтегазоносным районом в пределах суши является Прикумская система поднятий, где известно значительное число месторождений нефти и газа: Колодезное, Озек-Суат, Величавское, Зимняя Ставка в Ставрополье и Сухокумская группа месторождений в Дагестане. Небольшие газовые залежи выявлены в палеоцен-эоценовых и чокракских отложениях Прикумского вала. Установлены залежи катагенетического типа, связанные с глинистыми нижемайкопскими отложениями (хадумиты). Такие залежи известны на месторождениях Озек-Суат, Краевой, Лесной, Ачикулакской, Южной, Кумской и Прасковеевской площадях.

Залежи нефти и газа в месторождениях Прикумской системы поднятий контролируются куполовидными или брахиантиклинальными складками, наиболее четко выраженными по отложениям фундамента, юры и мела. При переходе к более молодым отложениям структурная выраженность их постепенно ослабевает. Так, поднятие Озек-Суат по нижнему мелу имеет размеры, 12x12 км и высоту 37 м. Выше верхнемеловых отложений поднятие расплывается и уже среднемайкопские отложения залегают горизонтально. Большинство из известных месторождений района являются многопластовыми. В Озек-Суатском месторождении залежи нефти связаны с IV, III, и II пластами средней юры, с XIII и IX пластами нижнего мела и с хадумским горизонтом. Наиболее крупной является нефтяная залежь IX пласта барремского яруса.

Морским продолжением Прикумской зоны поднятий является Кизлярский прогиб. На его сухопутной части открыты залежи в триасовых отложениях на Кумухской и Озерной площадях.

Основные перспективы нефтегазоносности Кизлярского прогиба связаны с триасовыми и юрско-меловыми комплексами. Крупные скопления углеводородов, по аналогии с сушей, могут контролироваться локальными поднятиями. Одним из таких поднятий является намеченное региональными работами Тюленеостровное. На акватории прогиба прогнозируется широкое развитие неантиклинальных ловушек УВ, некоторые из них могут представлять промышленный интерес. Так, в глинистых отложениях нижнего майкопа (хадумская и баталпашинская свиты), прогнозируется развитие катагенетических ловушек. Залежи ожидаются в седловинах, периклиналях и в синклинальных частях разделяющих локальные поднятия и приурочены к коллекто-

рам, образованным за счет катагенетического преобразования листоватых глин. В зонах угловых и литолого-стратиграфических несогласий, а также внутри формационных выклиниваний, выявленных в неоген-палеогеновой толще и зафиксированных на временных и сейсмогеологических разрезах могут образовываться разнообразные типы комбинированных неантиклинальных ловушек. Несомненно промышленный интерес представляют прогнозируемые зоны развития рифогенных построек нефтекумской свиты. В последнее время в пределах кряжа Карпинского и Кизлярского прогиба намечилось новое направление нефтегазописковых работ, связанное с известняками нефтекумской свиты нижнего триаса. История развития региона и анализ геологической информации по триасовым отложениям свидетельствуют, что в период осадконакопления нефтекумской свиты в регионе существовали благоприятные палеогеографические условия для роста биогермных построек. Крупная карбонатная платформа располагалась на месте современного южного склона кряжа Карпинского. В пределах современного северного склона Восточно-Маньчского прогиба на окраине карбонатной платформы размещались обширные постройки берегового и барьерного рифов. Вероятно, что фрагменты барьерного рифа сохранились в пределах северного склона Восточно-Маньчского прогиба и в его акваториальной части – Кизлярском прогибе. Фрагменты платформенных рифов атоллового типа прогнозируются на южном склоне кряжа Карпинского (рис.10.1). Однако проводить поиски рифогенных поднятий в триасовом комплексе весьма сложно. Трудность заключается в том, что локальные поднятия в триасовых, отложениях не имеют полного отражения в вышележащей осадочной толще и поэтому использовать структурный план юрско-мелового комплекса для их выделения зачастую оказывается невозможным, поэтому бурение на триас, ориентированное на структурный план подстилающих и перекрывающих отложений, чаще оказывается нерезультативным.

Терско-Каспийский краевой прогиб в пределах Российского сектора акватории Каспийского моря и частично на суше располагается крупный геоструктурный элемент- Терско-Сулакская впадина. Основная часть впадины расположена в море.

Нефтяные и газовые месторождения здесь связаны с Дагестанским клином и Южно- Дагестанской ступенью.

В тектоническом отношении Дагестанский клин представляет собой' моноклиналь сложенную толщей палеоген-неогеновых отложений и разбитую многочисленными продольными нарушениями типа взбросов с амплитудами достигающими нескольких сотен метров. Промышленная нефтегазоносность связана с чокракскими отложениями, в которых установлены месторождения Махачкала, Тернаир, Ачи-Су.

Строение Восточно-Дагестанской зоны отличается большой сложностью, заключающейся в несоответствии структурных планов по плиоцен-четвертичным, миоценовым и нижнемеловым отложениям.

Ачисинское поднятие по верхнемеловым отложениям является брахиантиклиналью с узким сводом, вытянутой в северо-запад-юго-восточном направлении. По кайнозойским отложениям складка резко асимметрична.

изгибами пластов. В сторону шельфовой зоны отмечается наращивание мощностей миоценовых отложений по сравнению и прибрежной полосой суши. Это обуславливает лучшую сохранность предполагаемых залежей. Кроме того, шельфовая зона характеризуется улучшенными условиями накопления углеводородов, т.к. источником их поступления служат наиболее погруженные участки Терско-Сулакской впадины. Поэтому складки морской зоны улавливают основное количество углеводородов, поступающих вверх по восстанию пластов из зоны нефтегазообразования. Кроме залежей структурного типа в пределах прибрежной зоны Дагестана можно ожидать наличие тектонически экранированных залежей в неогеновых обложениях. На северном борту Терско-Сулакской впадины преобладает преимущественно глинистый разрез в чокраке (площадь Западно-Аксайская), песчанность разреза растет в восточном направлении, что доказано результатами испытания Бабаюртовских геотермальных сважин 1 и 2. (Сабанаев, 1998).

Перспективность осевой, наиболее погруженной части Терско-Сулакской впадины значительно ниже, чем шельфа Каспийского моря. Здесь отсутствуют крупные ловушки, отмечается резкое ухудшение коллекторских свойств и значительные глубины залегания основных продуктивных горизонтов.

Таким образом, анализ ловушек нефти и газа и их распространения на территории сопредельной суши, показал, что в пределах акватории наиболее перспективными для поисков флюидов являются крупные локальные поднятия и связанные с ними структурные, в большинстве случаев структурно-тектонически экранированные ловушки. В пределах Кизлярского прогиба установлено крупное Тюленеостровное поднятие и выделен ряд локальных поднятий – Астраханской рейд, Банка Сигнал, перспективность которых не оценена глубоким бурением. Цепочки структурных и тектонически экранированных ловушек прогнозируются в юрско-меловых отложениях вдоль платформенного склона Терско-Сулакской впадины.

Крупные скопления углеводородов могут быть приурочены к карбонатным постройкам - нефтекумским барьерным и атоллным рифам. Акваториальное продолжение барьерного рифа прогнозируется в зоне сочленения кряжа Карпинского с Кизлярским прогибом. Атоллные постройки платформенного типа - на южном борту кряжа Карпинского, а геосинклинальные атоллы Кизлярском прогибе.

Среди неантиклинальных ловушек промышленное значение могут представлять катагенетические ловушки, связанные с глинами хадумской и баталпашинской свит. Эти ловушки ожидаются в периклинальных и синклинальных частях разделяющих локальные поднятия в пределах Кизлярского прогиба и платформенной части Терско-Сулакской впадины.

До 1995 года все открытые и находящиеся в разработке нефтяные и газовые, газоконденсатные месторождения в бассейне Каспийского моря практически были расположены в Южном Каспии. В то же время геологическое строение, особенно глубокопогруженных зон и нефтегазоносность Среднего и Северного Каспия оставались слабо изученными.

С учетом открытий ОАО «ЛУКОЙЛ» за последние годы, авторами рассмотрены вопросы формирования возможных залежей нефти и газа на ос-

С учетом открытий ОАО «ЛУКОЙЛ» за последние годы, авторами рассмотрены вопросы формирования возможных залежей нефти и газа на основе геотектонического развития региона, выделены зоны возможных концентраций углеводородов и ловушек. Проведено нефтегеологическое районирование, разработаны основные критерии оценки перспектив нефтегазоносности осадочного комплекса и определены направления вовлечения УВ ресурсов Российского сектора Каспийского моря в народное хозяйство. Новые графические построения позволили уточнить тектонику региона и внести коррективы на современную оценку перспектив нефтегазоносности изучаемой территории.

Таким образом, в пределах российского сектора Каспийского моря, согласно структурно-тектонической классификации нефтегеологического районирования систематизированы новые данные, полученные в результате геолого- геофизических исследований и глубокого бурения за последние годы, осуществлена их взаимная увязка с современными представлениями о геологическом строении и тектонике Предгорного Дагестана и южной части Восточно- Европейской платформы и Скифско-Туранской плиты. Исходя из обобщений установлено, что нефтегазоносные области, выделенные в пределах изучаемой территории связаны с зонами устойчивого прогибания земной коры, развивавшихся самостоятельно до накопления антропогенной толщи.

Каждая из областей, которая включает разнородные тектонические элементы, рассматриваются самостоятельно поскольку это удобно для проведения сравнительного количественного анализа возможной нефтегазоносности основных комплексов. При этом учтено их сходство по геологическому строению и условиям генерации, аккумуляции и консервации УВ, на что обратили внимания Соколов Б.А. 1985, Клещев К.А. и Шеин В.С 2002. . Разграничения смежных бассейнов проводится условно по шарнирам устойчивых поднятий фундамента и положению глубинных разломов, определяющих их автономное развитие на протяжении мезозойского времени.

В структуре бассейна выделяются очаг УВ как естественно природный объект, определяющий в пространстве и времени возможность нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции (Соколов Б.А., 1990). Главным критерием выделения верхней границы очага является положение изотермы 70-75 °С (верхней границы главной зоны нефтеобразования). Глубинное положение интересующей нас изотермы варьируют в пределах 1,5-2,5 км среди выделенных. Терско-Каспийская нефтегазоносная область является региональным эталоном для проведения сравнительного анализа нефтегазоносности других территорий. В пределах этого бассейна открыта и эксплуатируется более 60 месторождений нефти и газа. При характеристике бассейнов основное внимание уделено вопросам наличия в разрезе толщ коллекторов и флюидоупоров, определяющих аккумулярующие свойства комплекса и структурных форм, способным содержать залежи нефти и газа, поскольку генерационный потенциал отложений всех бассейнов достаточен для формирования скоплений углеводородов. (Сабанаев , 2007). В большинстве случаев определяющую роль при формировании залежей УВ играют условия сохранности залежей.

Глава 11.

Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря.

Современная оценка перспектив нефтегазоносности исследуемой территории продиктована самой обстановкой, поскольку с момента публикаций, отражающих нефтегазоносность осадочного чехла Каспийского бассейна прошло более 20 лет, а за этот период объем информации по геологическому строению Северного и Среднего Каспия существенно пополнился. Возрос интерес к этому региону со стороны нефтедобывающих компаний Российской Федерации и иностранных инвесторов, поскольку объем текущих неразведанных ресурсов нефти и газа на Северном Кавказе составляет 45%, тогда как в пределах Российского сектора Каспия - 75-80%. Многие нефтяные компании, проведение ГРП в акватории Каспия, считает своей стратегической задачей, поэтому определение возможности подготовки новых запасов нефти и газа промышленных категорий имеет не только теоретическое, практическое, но и народнохозяйственное значение. Открытия последних лет ОАО «Лукойл» позволяют считать Каспийскую впадину крупнейшей перспективной нефтегазоносной территорией юга России.

По оценке ИГиРГИ извлекаемые углеводородные ресурсы только Северного Каспия превышает 4,0 млрд. ТУТ, из которых лишь 25-30% приходится на Российскую часть акватории Каспия, а извлекаемые ресурсы УВ, по оценкам ОАО Лукойл, только открытых ими месторождений составляют более 1 млрд. ТУТ. С учетом оцененных ресурсов 780 млн. ТУТ в пределах Терско-Каспийского прогиба и сопредельной с Азербайджаном Центрально-Каспийской моноклинали с прогнозными ресурсами 1,5 млрд. ТУТ, куда входит выявленная ОАО «Лукойл» крупнейшая Центральная структура с ресурсами УВ 555 млн. ТУТ.

Прогнозные ресурсы Российского сектора Северного и Среднего Каспия составляют 4,28 млрд. ТУТ (таблица 11.1).

Превратить эти ресурсы УВ в реальную нефть – это задача государственного значения, поскольку уже стоит вопрос о необходимости кратного восполнения добываемой нефти и газа с приращенными запасами УВ на вновь открываемых месторождениях. Первоочередные объекты поиска новых месторождений нефти и газа должны быть связаны с крупными территориями, каковой является Российский сектор акватории Каспия, новыми стратиграфическими комплексами с достоверными ресурсами углеводородов. В этом плане обращает внимание переходный (тафрогенный) комплекс.

Еще не так давно фундамент платформ воспринимался всеми исследователями как складчатое или кристаллическое основание осадочного чехла, пережившее геосинклинальную историю своего развития, консолидированное к тому или иному моменту времени. Только позже (Семов, Шлезинберг, 1980) в основу выделения фундамента и осадочного чехла положили структурно-магматический принцип по которому кровля фундамента связывается с поверхностью консолидированных пород, отличающихся физическими пока-

Распределение прогнозных ресурсов углеводородов Каспия по мезо-кайнозойскому комплексу

Таблица 11.1

№ п/п	Структурная зона	№ зоны	Категория запасов	Запасы в млн. т. условного топлива				
				Россия	Казахстан	Азербайджан	Туркмения	Всего
	Прикаспийская впадина	I	D	1385	2000	0	0	3385
	Подневский вал, Кулинский вал	IIIб	-"	180	160	0	0	340
	Вал Карпинского	IIIа	-"	220	8	0	0	228
	Мангышлакская зона	V	-"					
	Жетыбай-Узеньская зона	VII	-"	0	100	0	0	100
	Песчаномыско-Ракушечный свод	X	-"	0	530	0	0	530
	Прикумская ступень	VI	-"	215	85	0	0	300
	Терско-Каспийский прогиб	VIII	-"	780	80	0	0	860
	Центрально-Каспийская моноклираль	VIII	-"	1500	90	70	70	1730
	Северо-Апшеронский прогиб	XII	-"	0	0	288	0	288
	Апшеронский архипелаг	XIV	-"	0	0	2880	0	2880
	Бакинский архипелаг		-"	0	0	3750	0	3750
	Прибалханская зона		-"	0	0	0	1000	1000
	Восточно-Каспийская ступень		-"	0	0	0	1540	1540
	Артемо-Келькорский прогиб		-"	0	0	91	0	91
	ИТОГО:		-"	4280	3053	7079	2610	17022

загелими (плотностной характеристикой) от покрывающих отложений осадочного чехла.

Установлено, что осадочный чехол Скифской плиты состоит из нижнего и верхнего структурных ярусов, отвечая двум этапам истории его формирования (тафрогенный комплекс). Отмеченные стратиграфические интервалы фундамента и осадочного чехла послужили основой для включения их в количественный анализ с последующей оценкой перспектив нефтегазоносности разреза. Рассчитанные объемы формаций стратиграфического разреза использованы для обоснования прогнозных ресурсов углеводородов и выделения новых направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ не только в осадочном чехле, но и в верхнем ярусе фундамента Скифской плиты, обладающие удовлетворительными фильтрационно-емкостными свойствами. В этой связи представляются перспективными поиски залежей углеводородов в локальных сводовых поднятиях надразломного характера, а также в ловушках литологического замещения и стратиграфического выклинивания. С большей долей уверенности нужно ожидать открытие новых скоплений нефти и газа, приуроченных к глубоким горизонтам, на площадях с доказанной нефтегазоносностью верхней части разреза.

11.1. Северный Каспий.

Северный Каспий представляет собой часть материка, погруженное ниже уровня мирового океана. Море здесь плоское с выровненным дном, постепенно поднимающимся к берегу, оно не имеет хорошо выраженной котловины. Проведение геофизических исследований в этом районе затруднено из-за мелководья. Для проведения геофизических исследований на этой территории необходимо иметь специальную технику типа «амфибий», способных работать в этих условиях. После подготовки структур к опoisкованию комплексными геофизическими исследованиями, разбуривание перспективных площадей необходимо осуществить путем отсыпки островков для размещения бурового оборудования и строительства свайных островов. С 1965 года в мелководной части Северного Каспия поисково-разведочные работы не проводятся.

Проведенные силами Астраханской геофизической экспедиции треста «Геофизнефтеуглеразведка» Государственного производственного геологического комитета РСФСР с 1958-1965 гг. гравиметрические и сейсморазведочные работы методом (МОВ) носили рекогносцировочно-региональный характер. По результатам этих работ построенные карты по опорным отражающим горизонтам / Cz – 2 / Cz – / носит предворительный характер. В связи с распадом СССР большинство первичных материалов остались за пределами России и являются собственностью Азербайджана, Казахстана и Туркменистана. По материалам комплексных геофизических исследований, упомянутых выше была выявлена Кировско-Каралатская аномальная зона с двумя куполами: Кировская и Каралатская, предположительно соответствующая мезозойским структурам наложенным на палеозойский фундамент. Строение восточного продолжения Каспийского выступа освещено по мезозойским отложениям. Осевая часть этого выступа (структуры) погружается в запад-

ном направлении. Позже (1963) установлено, что Каспийская и Цубукско-Промысловская антиклинальные зоны вала Карпинского продолжаются в пределах Северо-Западного Каспия, где выделены Петровская, Олинская антиклинальные зоны. Выявлены также антиклинальные перегибы, соответствующие Морской, Зюдевской и Секачевской структурам. В пределах Ново-Георгиевской антиклинальной зоны установлены Белинская, Караматская и Осетровая структуры.

Как показывают результаты проведенных геофизических исследований в пределах Северного Каспия есть достаточный фонд выявленных структур, обладающих прогнозными ресурсами 1385 млн. ТУТ, при организации соответствующих геолого-поисковых работ есть реальные возможности превратить эту часть Каспия в новый крупный нефтегазоносный район, тем более нефтегазоносность структур и отдельных литолого-стратиграфических комплексов на прилегающей к Северному Каспию суше изучена довольно детально. На валу Карпинского, в Промысловском нефтегазоносном районе месторождения связаны, в основном, с нижнемеловыми отложениями. В сторону моря становятся нефтеносными также и юрские отложения. Сравнительный анализ Промысловского и Бузачинского районов показывает, что месторождения нефти и газа в них характеризуются близким типом строения, общностью коллекторских и емкостных свойств пород и одинаковым возрастом продуктивных горизонтов. Отсюда, в морской части этих зон следует ожидать увеличение плотности запасов углеводородов.

В акватории Северного Каспия следует ожидать обнаружение нефтегазовых залежей не только в нижнемеловых, юрских, триасовых отложениях, но и в тафрогенном комплексе отложений.

11.2. Средний Каспий.

Российская часть акватории Среднего Каспия большей частью располагается в пределах Терско-Каспийского прогиба, захватывая Северную часть Самурского свода. Здесь продуктивные горизонты будут связаны с нижнемеловыми, эоценовыми, майкопскими и чокракскими отложениями на Самурском своде, а по восточному краю Терско-Каспийского прогиба следует ожидать нефтегазовые залежи и в юрских отложениях. В Российской части прогиба в отмеченных геоструктурных элементах плотности запасов оценены в пределах 10-32 тыс. тон. на один кв. км., в Казахстанской части ее значение составляет 50 тыс. тон. на один кв. км.

Месторождения Прикумско-Тюленевского вала на западе и Жетыбай-Узеньской ступени и Песчаномысско-Ракушечного свода на восточном побережье аналогичны по своим характеристикам, поэтому вполне логично высоко оценивать перспективы обнаружения нефтегазовых залежей в пределах Тюленевского выступа по триасовым, возможно и более древним отложениям. Тюленевский вал по юрским отложениям имеет многокупольное строение. На одном из куполов намечает бурение поисковой скважины совместное предприятие «Мегатрон - Винтерсхал». Здесь вероятно будут продуктивны нижнемеловые, юрские, триасовые отложения. Судя по характеру структурного осложнения по сейсмическим данным здесь следует ожидать литологи-

ческие и тектонически экранированные нефтегазовые залежи в тафrogenном комплексе отложений. Другим объектом для разведки является Центральное месторождение, расположенная у условной границы Российской части акватории Каспия и Казахстана. Разведку этой структуры намечает провести совместное предприятие «Центрнефтегаз», учрежденное ОАО «Лукойл» и ОАО «Газпром». Определенный интерес в нефтегазоносном отношении представляет, как было отмечено, Дагестанский сектор акватории Каспия, перспективные структуры которой расположены в фронтальной части Дагестанского клина (Северо-Махачкалинская, Турали, Восточно-Димитровская и др.) и Морская антиклинальная зона Южного Дагестана с серией структур от Ачису – море до Араблар – море.

При дальнейшем изучении и разведке выявленных и подготовленных структур в пределах Российского сектора акватории Каспийского моря необходимо учесть установленные закономерности в складчатой структуре осадочного комплекса геоструктурных комплексов на суше, поскольку их осадочные чехлы имеют единые условия геологического развития, общий генезис, седиментацию осадков и тектоническую активность. В этой связи отпадает необходимость в постановке дорогостоящего и довольно продолжительного по времени регионального этапа работ, а начать работы с поисковой стадии, разбив его на два этапа: первый – открытие крупных и гигантских месторождений углеводородов, второй – поиск средних и мелких месторождений. При этом гравимагниторазведка решает задачу выделения крупных локальных поднятий в отложениях юрско-мелового комплекса, электроразведка направлена на оценку степени заполнения их углеводородами по прямым признакам и поиск рифогенных тел в нефтекумской свите. Анализ материалов космической съемки позволит подтвердить расположение на площади крупных локальных поднятий и оценить перспективы ее нефтегазоносности. Эффективность такого подхода к проблеме поиска крупных месторождений очевидна на примере ОАО «Лукойл». Предлагаемая методика работ позволит быстро и надежно изучить перспективные участки и выделить крупные антиклинальные складки и нетрадиционные ловушки, а на последующей стадии сейсморазведочные работы будут ограничены рамками перспективных площадей, что обеспечит значительное уменьшение ассигнований на проведение геофизических исследований. Таким образом обеспечивается и выигрыш во времени. При этом следует учесть опыт накопленный на суше и установленные закономерности. Форма антиклиналей на суше (Южный Дагестан, Дагестанский клин, Прикумско-Тюленевская группа поднятий, Восточно-Маньчский прогиб и Кряж Карпинского) варьирует от линейной до куполовидной с наиболее часто встречающимся коэффициентом линейности порядка 4-х. По абсолютной длине наблюдается широкий спектр антиклинальных форм с максимумом 18 км в замкнутом контуре. В изученном диапазоне стратиграфического разреза от нижней юры до плиоцена, включительно, выделяются четыре структурных этажа: ниже-среднеюрский, верхнеюрско-олигоценый, миоценовый и плиоценовый (рис.11.1).

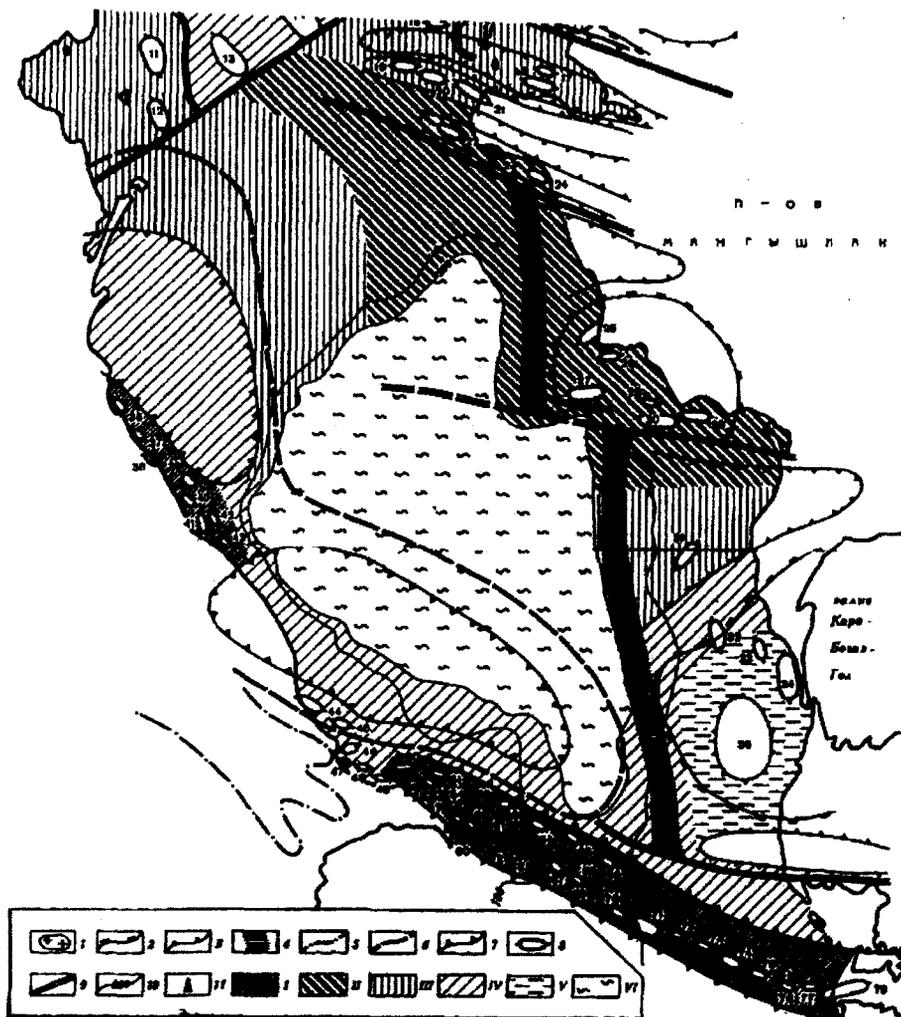


Рис. 11.1 Схема перспектив нефтегазоносности платформенной части Каспийского моря.

1 — соляные купола; 2 — сводовое поднятие эпигерцинской платформы; 3 — контуры поднятий и прогибов на эпигерцинской платформе; 4 — Восточно-Каспийская флексура; 5 — границы мегантиклинория Большого Кавказа; 6 — контуры Терско-Каспийского прогиба; 7 — контуры впадин в Терско-Каспийском прогибе; 8 — локальные поднятия; 9 — основные разломы; 10 — изобаты; 11 — морские нефтяные и газовые месторождения Районирование по степени перспективности: I — территории с доказанной нефтегазоносностью; II — высокоперспективные территории; III — перспективные территории; IV — перспективные территории второй категории; V — малоперспективные территории; VI — глубоководная область (глубин более 200 м).

Наиболее крупный перерыв (разрыв) и угловое несогласие отмечаются в подошве второго и четвертого этажей. Второй этаж в положительных структурах Южного Дагестана, имея готеривские слои в подошве, залегают на байосском ярусе юры, а останцы четвертого этажа, имеющие в целом небольшую мощность, срезают толщу отложений от верхнего сармата до майкопской серии. В районах с относительно полными разрезами второго этажа наблюдаются

ся многочисленные несогласия практически на всех уровнях, кроме интервалов разреза баррем-альб и верхний турон-дат, где также не исключаются несогласия, но скрытые и локальные. Структурная этажность является основным классификационным признаком локальных структур. По степени выраженности в этажах разреза выделяются две группы складок: сквозные и погребенные. В первой группе выделяются две подгруппы: складки со слабовыраженной этажности и складки контрастно этажные (Сабанаев, 1983). Тектонотипом первых могут служить Избербашское и Талгинское поднятия, примером вторых – поднятия Новогубденское и Дагестанские огни. Слабо выраженная этажность не означает конформности складок на всех уровнях. Обычно складки с такой этажностью дисгармоничны вследствие большого различия механических свойств пород участвующих в их строении и разнонаправленности смещений по разрывам выше и ниже пластичной толщи майкопских глин, в результате чего, своды складок могут смещаться с глубиной на 1-2 км.

Складки контрастно этажные резко увеличиваются по высоте в нижних этажах, большинство из них асимметричны, вследствие разного наклона крыльев, из которых более крутым всегда является крыло, обращенное в сторону прогиба. Смещение сводов с глубиной необычное для асимметричных складок, так как это происходило в сторону крутого крыла, вследствие резкого сокращения мощностей отложений на крутом крыле, из-за чего происходило своего рода «перекатывания» антиклиналей в сторону прогиба. Крутые крылья обычно нарушены несогласными взбросо-надвигами.

Погребенные складки изучены за некоторым исключением слабо. Известно, что первыми слоями, в которых происходит нивелировка погребенных поднятий, являются верхние слои миатлинской свиты. В отдельных случаях погребенные складки могут прослеживаться до нижнемеловых слоев включительно (Тарки). Вероятно существование двух типов складок такого рода: I – собственно погребенных и II – скрытые не имеют адекватного названия. Погребенные складки формировались конседиментационно в основном в палеогене, но были заложены в более ранние эпохи. Не исключаются складки захороненные под позднеюрскими или раннемеловыми отложениями, хотя таковые поисковыми работами не установлены. (Сабанаев, 1986).

«Скрытые» складки – новейшие по возрасту, мезозойские по охвату стратиграфического разреза. Неогеновые отложения перекрывающие эти складки, остались не дислоцированными, вследствие высокой пластичности подстилающих майкопских глин, выполнивших роль буферной толщи. По форме «скрытые» складки сходны с погребенными, в которых имел место конседиментационный рост, отличаясь от них отсутствием признаков раннего проявления складкообразования.

До 60-х годов превалировала концепция, согласно которой мезозойский комплекс образует жесткий и относительно просто построенный каркас складок, над которым в неогеновом комплексе развиваются сложные, нарушенные послезерозионными надвигами, антиклинали. Основная роль в формировании складчатой структуры отводилась вертикальным движениям земной коры. На примере Шамхалбулакского месторождения было установлено, что в мезозойских отложениях имеют место структуры, практически не отраженные в неогеновых отложениях. В 1976г параметрической скважиной на площади

Дузлак (Южно-Дагестанская ступень) в мезозойских отложениях установлен крупный погребенный надвиг. К настоящему времени доказано, что мезозойский комплекс имеет складчато-блоковое строение, более сложное, чем обнаженные на поверхности неогеновые отложения. Крупные, антиклинальные по форме блоки мезозойских отложений, вовлеченные или сформировавшиеся в заключительную преадакчагыльскую фазу тектогенеза, отражены в неогеновых отложениях дисгармоничными по отношению к ним антиклиналями. Менее выраженные и консолидированные блоки мезозойских отложений, образовавшиеся в неогеновое и донеогеновое время, не получили отражения в более молодых отложениях. На склонах Дагестанского клина под моноклиналию неогеновых слоев наблюдается сплошной каскад блок-антиклиналей, ступенчато погружающихся в передовой прогиб. Поля аналогичных дислокаций меловых отложений наблюдаются в зонах поперечных депрессий.

Общий стиль складчатости на всех уровнях стратиграфического разреза свидетельствует о ее формировании в обстановке горизонтального сжатия, вызванного, в свою очередь, надвиганием фронта горно-складчатого сооружения на платформенную плиту или поддвига последней под фронт надвигания. Модель покровно-надвигового строения зоны передовой складчатости при общей корректности и логичности требует подтверждения в части оценки величины горизонтальных перемещений надвиговых пластин. Тем не менее в любом варианте она открывает новые перспективы для геологоразведочных работ.

Особым вопросом является разломная тектоника Предгорного Дагестана. Несомненно, что ступенчатая структура северного склона Кавказа, а также Дагестанский клин обязаны своим образованием коровым разломам.

Развитие соответствующих разломов во времени прослежено по литофациям и мощностям отложений альпийского цикла. Однако вопросы разломной тектоники не исчерпываются этим фактом. За два последних десятилетия появилось множество схем разломов, согласно которым территория Предгорного Дагестана испещрена линеаментами и разломами разных порядков и ориентировок. (Сабанаев, 2004. Выявление таких разломов сводится к констатации наличия таковых и указанию признака, по которому они выделены. Остается открытым вопрос об участии разломов в формировании складчато-разрывной структуры альпийского комплекса, т.е. в самом масштабном результате тектогенеза. Имеются в виду конкретные связи тектонических структур с определенными глубинными разломами, механизм и динамика системы разлом-структура.

Вопрос усложнился с появлением покровно-надвиговых моделей передовой складчатости, в которых не ясны отношения надвигов к глубинным разломам. Что же касается складчатых структур, то по этой модели большая часть их является безкорневыми образованиями, т.е. не имеет, по крайней мере, прямого отношения к глубинным разломам.

Без решения затронутых выше вопросов разломная тектоника останется абстракцией, не имеющей никакого выхода в практику поисково-разведочного дела. Все сказанное относится в равной мере к роли глубинных разломов в формировании залежей газа и нефти.

Идея широких поднадвигов и связанные с ней перспективы поисков залежей газа и нефти не реализованы до настоящего времени по причине отсутствия надежной подтверждающей информации. В условиях дислоцированности разреза с распространенной сетью глубинных разломов, сейсморазведка, считающаяся в настоящее время как основной метод подготовки структур для опоскования, исчерпала себя. Возникает необходимость комплексировать ее результаты с глубоким параметрическим бурением. В связи с тем, что по объему генерированных углеводородов мезозойский комплекс превосходит вышележащие осадки изучению условий осадконакопления глубинной тектоники, сейсмогеологических характеристик разреза, выявление роли постседиментационных процессов в формировании залежей нефти и газа, будет иметь определяющее значение при оценке перспектив нефтегазоносности огромной территории. Поэтому этой проблеме уделяется первостепенное значение. С учетом всех указанных особенностей геологического строения, плотности запасов, развития геоструктурных элементов и др., составленная карта перспектив нефтегазоносности приведена на рис. 11.2

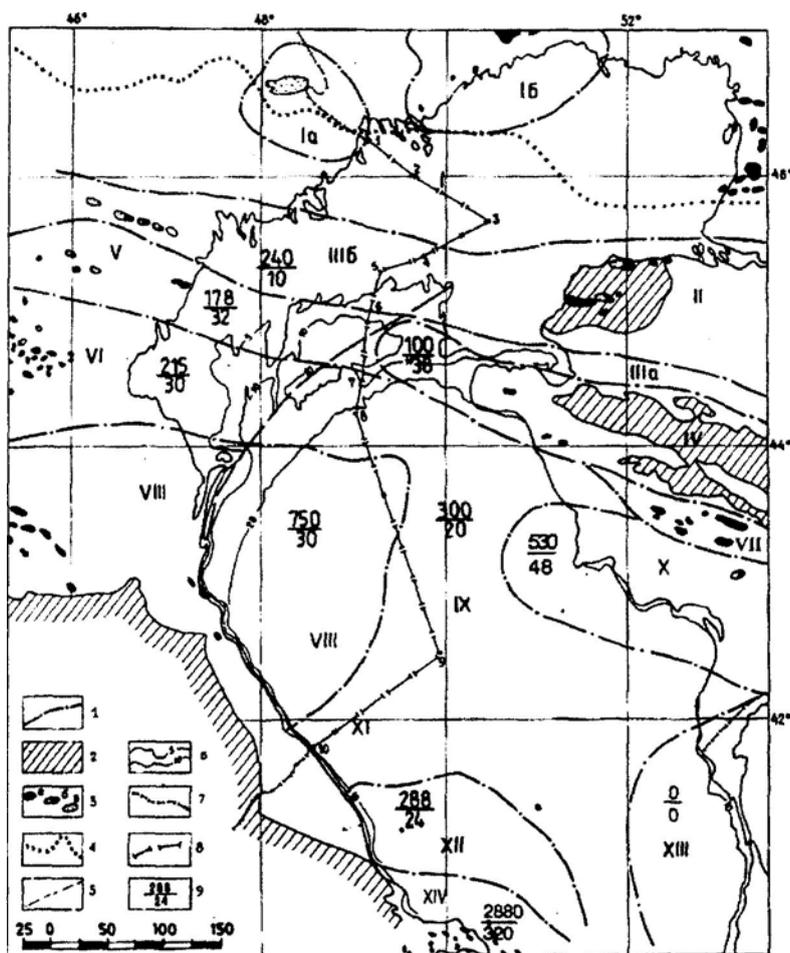


Рис 11.2. Карта перспектив нефтегазоносности Каспийского моря.

Расшифровка к рис. 11.2

IV – Мангышлакская зона; V – вал Карпинского; VI – Прикумская ступень;
VII – Жетыбай – Узеньская ступень; VIII – Терско-Каспийский прогиб;
IX – Центрально-Каспийская моноклираль; X – Песчаномысско-Ракушечный свод;
XI – Самурский свод; XII – Северо-Апшеронский прогиб; XIII – Карабогазский свод;
XIV – Апшеронский архипелаг.

1 – границы основных структурных зон;
2 – области выхода на поверхность докайнозойских пород;
3 – месторождения: а – нефтяные, б – нефтегазовые, в – газовые;
4 – южная граница солянокупольной области Прикаспийской синеклизы;
5 – разломы; 6 – изобаты, (м); 7 – государственная граница;
8 – условная граница России на акватории;
9 – в числителе – прогнозные ресурсы условного топлива по отдельным структурным зонам в млн. т., в знаменателе – плотность запасов в тыс. т. на кв. км

Структурные зоны

1 – Прикаспийская синеклиза
1а – Астраханский свод
1б – Северо-Каспийский свод
II – Северо-Бузачинское поднятие
III – Кулалинский (IIIа) и Полдневский (IIIб) валы

Глава 12.

Экологическая обстановка в акватории Каспийского моря

В геоэкологическом отношении Каспийский бассейн в целом должен рассматриваться как единый эколого-геологический комплекс, сложность природных условий которого определяется целым рядом разнообразных природных и техногенных факторов, интенсивность воздействия которых в последние десятилетия закономерно возрастает. Изменения морской геоэкологической системы в отдельных частях бассейна сказывается на всей его экогеосистеме в целом. Полная обособленность его от Черного моря, произошедшая в недавнем геологическом прошлом, привела к тому положению, что уровень бассейна установился ниже абсолютного уровня мирового океана. В практике средний уровень Каспийского моря, как было отмечено ранее, принят ниже нуля Кронштадтского футштока на 28 м.

Анализ колебаний уровня бассейна в голоценовый этап его развития (за последние 10 тыс. лет) показывает, что амплитуда его природно-обусловленных колебаний носила возвратно-поступательный характер и в отдельные годы достигала 15 м (от минус 20 м до минус 35 м).

За период инструментальных наблюдений (с 1837 г.) амплитуда колебаний уровня составила 4м: от минус 25,3 м в восьмидесятых годах прошлого столетия до минус 29 м в 1977 г. За время указанных наблюдений положительные годовые приращения уровня трижды превышали 30 см (в 1867 г. – 38 см, в 1979 г. – 32 см, в 1991 г. – 39 см), а отрицательные – дважды (в 1851 г. – 32 см, в 1937 г. – 31 см). Среднее положительное приращение годового уровня в современную фазу подъема уровня (1978–93гг.) составило 14,3 см, среднее отрицательное годовое приращение за 1930–1941 г.г. – 16 см.

В последнее десятилетие наблюдается сочетание таких составляющих водного баланса, при сохранении которых на длительную перспективу, уровень может достичь отметки минус 25 – 24 м. Следует отметить другой факт, что, средний сток рек в 1978–1990 г.г. составил 305 км³/год (с учетом потерь 41 км³/год в 1990 г.) и превысил на 12 км³ сток рек в 1900–1929 г.г., когда уровень моря составлял минус 26 м. По некоторым данным количество осадков в последнее десятилетие увеличилось почти на 5 см по сравнению с началом столетия, а испарение уменьшилось на 4 см.

По оценкам специалистов Северный Каспий уподобляется мелководному вибрационному столу, откуда волнениями непрерывно смываются осадки и загрязняющие вещества, приносимые реками, а Средний и Южный Каспий служат гигантскими отстойниками, аккумулирующими биохимический материал. Установлено региональное заражение донных осадков Каспийского моря тяжелыми металлами, прежде всего, свинцом, и кадмием. Микроэлементы донных осадков могут являться вторичным источником загрязнения морских вод, что ведет к загрязнению и угнетению ихтиофауны.

Основными поставщиками загрязняющих веществ в акваторию являются крупные промышленные города, расположенные в бассейнах рек, в первую очередь, Волги, Урала, а также западного побережья Каспийского моря. Только одна Волга в год дает Северному Каспию около 7 млрд.м³ загрязненных сточных вод, в том числе 367 тыс.т органических веществ, более 45 тыс.т соединений азота, 12,5 тыс.т нефтепродуктов.

По масштабам применения гербицидов в сельском хозяйстве прибрежные территории Каспийского моря занимают в России одно из первых мест, причем из года в год потребление химикатов растет. С 1981-2000 г. г. вынос удобрений возрос более чем в 3 раза, ядохимикатов в 1,5 раза.

Вследствие выноса огромного количества загрязнений в воду Каспийского моря, в его донных отложениях и на прибрежной суше накапливаются также тяжелые металлы такие, как мышьяк, свинец, никель, ванадий, кадмий, олово, хром, селен, медь, цинк и др., превышающие предельно допустимые концентрации в 2-3 раза и более. Гор. Махачкала сбрасывает в море более 70 тыс.м³ неочищенных вод в год, Дербент – 10,15 тыс.м³ в год, Дагестанские огни – 36 тыс.м³ в год. Наибольшую техногенную нагрузку, связанную с антропогенными загрязнениями, испытывает дельта реки Волги. Есть основание предполагать интенсификацию этого процесса со значительным ущербом для рыболовства. При этом воспроизводящий потенциал дельты Волги может снизиться в 4–5 раза. Прежде всего загрязняющие вещества воздействуют на биологический мир Каспия, который представлен 285 видами фитопланктона, 235 видами зоопланктона, 284 видами фитобентоса и 724 видами донных животных. Общее число видов достигает 1350. Главным продуцентом моря является фитопланктон, в составе планктонных организмов преобладают сине-зеленые водоросли. (Лебедев, 1978).

Основная масса фитопланктона сосредоточена в верхней пленке воды на поверхности моря и наиболее чувствительна к антропогенным загрязнениям. Так, из-за техногенного воздействия средняя биомасса фитопланктона в Каспийском бассейне заметно сократилась по сравнению с 30-ми годами, также как продуктивность рыбных запасов в целом.

К неблагоприятным природным процессам, развитым в Каспийском регионе, относится также группа экзогенных геологических процессов. Преобладающими здесь являются: затопление, абразия, заболачивание, подтопление, сгонно-нагонные явления. Особенно указанные процессы проявляются на побережье Дагестана и Калмыкии. Наибольшие скорости размыва и отступления береговой линии здесь отмечаются на участках Астраханском – 5–10 м/год, Самурском – 4–5 м/год, Крайновском – 3–4 м/год, Махачкалинском – 2–4 м/год. (Лебедев, Едигарян, 1976).

Измерения, выполненные СК ГЭЦ, показали, что в начале 80-х годов абразионные берега Дагестана составляли 10% от общей длины побережья, а в настоящее время их протяженность возросла в 4 раза, до 39%. Абразии берегов Каспийского моря способствует и резко увеличивающаяся антропогенная нагрузка, которая выразилась в сокращении поступления терригенных наносов в береговую зону в связи зарегулированием стока основных рек побережья, а также увеличением объемов техногенного изъятия инертных материалов из береговой зоны на нужды народного хозяйства.

Дальнейшее развитие экзогенных геологических процессов в зоне влияния Каспийского моря может привести к многократному увеличению экологического и финансового ущерба. Вместе с тем, в настоящее время отсутствует база для разработки обоснованных рекомендаций по рациональному освоению геологической среды. Прежде всего это связано со слабой изученностью геоэкологических и инженерно-геологических условий побережья, незначительным объемом информации о долговременных тенденциях развития и современной динамике процессов в береговой зоне и прилегающей полосе суши и шельфа, а также о постоянных и изменяющихся факторах, их обуславливающих.

Крайне слабо исследованы верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения побережья, отсутствуют надежно геохронологически обоснованная стратиграфическая схема этих отложений, а также данные палеогеографической реконструкции планового положения береговой зоны в течение отдельных этапов и стадий верхнего плейстоцена и особенно голоцена, которые могут быть положены в основу долговременных прогнозных оценок природных тенденций ее развития. В то же время, разработка эффективных мероприятий по защите берегов и шельфа от опасных геологических процессов, сдерживается фактически полным отсутствием информации по геоэкологическим и инженерно-геологическим условиям побережья и шельфа Российского сектора Каспия, а также и геоэкологического мониторинга. Для прибрежных морских территорий в совершенно недостаточной степени разработаны научно-методические вопросы ведения комплексного геоэкологического мониторинга, моделирования инженерно-геологических процессов, геоэкологических исследований. Без учета специфики прибрежно-морских районов ведется разведка и оцениваются запасы пресных вод, а также строительных материалов. Совершенно не изучались геологические и гидрологические аспекты проблемы захоронения и утилизации хозяйственно-бытовых, промышленных и сельскохозяйственных стоков и отходов. Отсутствуют опережающие инженерно-геологические и гидрогеологические проработки к обоснованию рационального использования геологической среды и принципиально новых

высокоэффективных решений по созданию искусственных берегов и благоприятного для освоения рельефа оползне-обвальных склонов. Привлеченные к решению прибрежно-морских геологических проблем многие десятки местных и иногородних научных, проектно-исследовательских, производственных организаций действуют нескоординированно и малоэффективно, дублируют одни и те же исследования, слабо внедряют полученные результаты. (Сабанав, 1995).

Работы, выполняемые организациями Минприроды в прибрежно-морской зоне Каспийского моря, несмотря на определенные достижения в решении проблем хозяйственного водоснабжения городов и курортов, а также многих крупных объектов, расположенных на морском побережье, – открытие и разведка ряда месторождений минеральных и термальных вод, создание инженерно-геологического мониторинга суши и пляжной зоны на Дагестанском побережье и др. проводились также в недостаточном объеме и не были направлены на скорейшее решение актуальных проблем гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии Российского сектора в целом. На необходимость координации и интенсификации работ по гидрогеологическому и инженерно-геологическому изучению береговой зоны суши и шельфа Каспийского моря, начиная с 1967 г., указывалось в многочисленных Правительственных Постановлениях, в решениях Государственных комиссий при Правительстве Российской Федерации. Для решения указанных в Постановлениях задач необходимо провести исследования, генеральным направлением которых будет являться:

- геоэкологическое обоснование рационального народно-хозяйственного освоения прибрежно-морских зон в пределах Российского сектора Каспийского моря, на основе:

- комплексного геоэкологического изучения прибрежно-морских зон;
- инженерно-геологического обоснования народно-хозяйственного освоения прибрежно-морских зон и защиты природно-техногенных комплексов от опасных геологических процессов;

- гидрогеологического обоснования рационального использования подземных вод прибрежно-морских территорий и их охрана от загрязнений и истощения;

- разработки, создания и эксплуатации автоматизированных постоянно действующих информационных систем (ПДМ) геологической среды.

12.1. Геоэкологические исследования

В результате проведенных сейсморазведочных работ и бурения скважин обозначена специфика влияния хозяйственной деятельности на рассеяние и концентрацию загрязняющих веществ в системах: река – море, берег – море, поверхность моря – атмосфера, донные осадки – морская вода – донные осадки, сельскохозяйственное производство, индустриальные и портовые области, курортные зоны и др.

В прибрежной части дна Каспийского бассейна преобладают осадочные породы, по мере удаления от берега возрастает содержание ила, в отличие от мелководья, где у берега доминируют песчаные наносы. Пляжи состо-

ят из крупнозернистого песка. Почвы в этом районе рыхлые и легко подвергаются эрозии воздействиями воды и ветра. Сильное изменение уровня в зависимости от прилива и отлива не характерно для Каспия. Течения возникают под воздействием ветра и температурных эффектов, притока воды из рек, но сила их не постоянна. На небольшой глубине (50-100 м) температура воды весь год колеблется от 8°C до 10°C. В зимние месяцы северный Каспий замерзает, у берегов Дагестана оледенение – явление редкое. Уровень загрязнения Каспия определяется, в основном, водностью рек, приносящих в море отходы пищевой и обрабатывающей промышленности, тяжёлые металлы, органические соединения, нефтепродукты и радионуклиды. Через прибрежные воды Дагестана проходят миграционные пути наиболее ценных пород рыб. До 80 % осетровой популяции развивается в южной части Каспийского моря, направляясь на нерест в Волгу, Терек. Значительно и разнообразно птичье царство Каспия. Дельта Волги кормит более 250 видов птиц. Побережье Дагестана богато бентосом. Доминируют моллюски и полихеты, небольшие водоросли встречаются на твёрдом дне и мелководье.

Выбросы материалов в окружающую среду при разработке месторождений углеводородов являются неизбежными и являются главными источниками возможных нарушений равновесия окружающей среды. Предполагаемые выбросы и нарушения включают в себя: сбросы при бурении, нарушение структуры морского дна, наладочные работы, факельный газ при испытаниях объектов, добываемые попутно воды, опасность разлива нефти при технологических операциях, как в процессе бурения скважин, так и во время добычи (разработки) месторождений. Источниками разлива нефти при добыче могут быть следующие факторы: разлив из стояков, из головок скважин (фонтанная арматура), разлив из шлейфов, аварийные потери из систем очистки воды от нефти (нефтеуловитель).

Вероятность разлива нефти при аварийных выбросах во время бурения скважин представлена в таблице 12.1

Вероятность разлива нефти при выбросах

Таблица 12.1

Величина разлива	1 т	1-100 т	100-500 т	500-5000 т	75000 т
Вероятность	0,92	0,49	0,01	0	0

Основная модель воздействия объекта на окружающую среду должна разрабатываться путём определения всех этапов разработки и сопряжённых видов деятельности, а также оценки потенциального воздействия каждой операции на различные характеристики окружающей среды в отдельности.

Для оценки потенциального воздействия каждой операции на окружающую среду должна основываться на критериях: значительное воздействие; умеренное; незначительное; исчезающее малое воздействие, нулевое и

положительное воздействие. Исходя из этих моделей воздействия на окружающую среду, оценивается влияние каждого фактора и каждого из видов работ при освоении УВ ресурсов: сейсморазведка, выброс бурового шлама при бурении, сброс попутной сточной воды, прямые выбросы в атмосферу, разлив нефти и нефтепродуктов. Исходя из агрессивности загрязнения, разрабатываются мероприятия по уменьшению или исключению их негативного влияния на окружающую среду.

Геоэкологическая изученность шельфа Каспийского моря подробно освещена в многочисленных трудах О.К. Леонтьева, Т.А. Осиповой, Н.И. Фатеевой, А.А. Ильина, В.Ф. Соловьёва, А.И. Халилова, В.В. Маркова и др. Исследования в бассейне Каспийского моря начали проводиться с 1974 г. Они были расширены в связи с выходом Постановления СМ РФ от 26.02.88 г. №04-03/06. «О мерах по защите побережья Каспийского моря, зданий и сооружений, расположенных в прибрежной полосе от размыва и разрушения». В 1989 году была развернута система комплексного литомониторинга, которая включала: участок наблюдений I категории общей длиной 490 км и участки наблюдений II категории. Кроме того, в зоне прогнозного затопления предполагалось провести мониторинг экзогенных геологических процессов и мониторинг уровня, температурного и гидрохимического режимов подземных вод 1-го от поверхности водоносного горизонта

Для продолжения этих работ целесообразно объединить усилия всех организаций, выполняющих в пределах бассейна Каспийского моря геологоразведочные, буровые промысловые работы, а также транспортировку нефти и газа до объектов потребления, под эгидой Дагестанского научного центра РАН и разработать комплексную долгосрочную программу изучения минерально-сырьевых ресурсов и геоэкологической обстановки бассейна Каспийского моря, находящегося под национальной юрисдикцией Российской Федерации.

Определение масштабов вовлечения УВ ресурсов в народное хозяйство должно осуществляться на основании компромисса между необходимостью освоения нефтегазовых месторождений и сохранением природной среды и экосистемы в целом.

Основные цели геоэкологических исследований достигаются путем проведения геоэкологического картирования:

- донных осадков в масштабе 1:200000 всего Каспийского моря и отдельных его участков в масштабе 1:50000;

- морской воды в масштабе 1:500000 с опробованием речной сети.

Основными задачами геоэкологических исследований является:

- изучение масштабов и степени загрязнения донных осадков, взвешенного вещества морской и речной воды.

- установление источников загрязнения и путей транспортировки, (миграции) токсичных элементов, специфики воздействия на биоценозы;

- определение пространственно-временной изменчивости гидрооптико-химико-биологической структуры прибрежно-морской экосистемы;

- изучение геохимических условий экологического равновесия в фактическом слое, как основы контроля за состоянием окружающей среды;

– осуществление поисков специфических полезных ископаемых (лечебных грязей, вод и т. п.), а также затонувших объектов представляющих экологическую опасность, подводных выходов нефтепродуктов и т.п.

Для обеспечения комплексного изучения Каспийского региона необходимо проведение литолого-геохимических, гидрохимических, биогеохимических, гидролого-оптических видов исследований, объемы которых зависят от объекта изучения и его пространственных границ.

При проведении экологического мониторинга решаются следующие задачи:

– определение металлов-токсикантов в морской воде, гидробионтах, донных осадках, в рудном веществе осуществляется методами атомной абсорбционной спектроскопии, инверсионной вольтамперометрии, полярографии. Высокая чувствительность, селективность, хорошая воспроизводимость делает эти методы, применимыми в судовых условиях.

– анализ рудного вещества, морской и техногенных вод, тканей различных организмов возможен с применением методов спектроскопии в эмиссионном режиме.

– электрохимические методы применяются для анализа до 40 элементов в водах различной степени минерализации.

– ионоселективный потенциометрический метод применим для определения химического состава морских вод в стационаре, так и при движении научно-исследовательского судна.

– гидролого-оптико-химические зонды позволяют получить характеристику водных масс, выявить структуру течений и ряд физических параметров природной среды.

– спектрофотометрия и флуориметры обеспечивают высокую точность измерения концентрации загрязняющих веществ в поверхностном слое воды, терригенную органическую взвесь, фитопланктон, нефтяные углеводороды и др.

– средства отбора проб воды, планктонных организмов, донных осадков и руд осуществляются с помощью пластиковых батометров, планктонных сетей, дночерпателей, седиментационных ловушек. Они обеспечивают получение качественного материала для последующей обработки.

Ближайшими задачами геоэкологических исследований являются:

– изучение более точных параметров исследований баланса бассейна и оценка влияния хозяйственной деятельности;

– проведение подобной геоморфологической и инженерно-геологической съемок, изучение свойств различных типов пород побережья Каспийского моря;

– развитие по линии картографо-геодезической службы нивелирной и гравиметрической сетей прикаспийских регионов и создание геодинамического полигона с целью изучения современных деформаций земной коры;

– проведение наблюдений за гидрометрическим;

Организация постоянных наблюдений за нефтяной пленкой на поверхности моря и исследование ее вклада в водный баланс бассейна (органические испарения);

– изучение процессов внутригрунтового и поверхностного подтопления прибрежной зоны Каспия, связано с подъемом уровня воды в море;

— организовать мониторинг с целью исследования влияния трансгрессии моря на геоэкологические условия;

– проведения работ по исследованию влияния затопления прибрежной растительности на изменение гидро- и геохимической обстановки в акватории Каспия (сероводородное заражение);

– юридическое обоснование Постановления о запрете пользования для строительства инертных материалов береговой зоны и устьев рек.

К числу перспективных и необходимых для всего Каспийского моря можно отнести следующие мероприятия;

– составить современный кадастр берегов Каспийского моря;

– организовать мониторинг режима бассейна и его берегов, составной частью которого должен являться аэрокосмический мониторинг;

– создать геоинформационную систему «Каспий» (банк данных с составными частями – автономный блок обеспечения информацией: гидрометеорологический, геологической, экологической, социально-экономической и др.), блок ввода информации, блок моделирования и прогнозирования, блок картографического обеспечения.

Попутно при проведении геоэкологических исследований должны быть решены первоочередные и технологические задачи, которые сводятся к разработке:

– метода, технических средств для проведения сейсморазведочных работ в зоне с глубинами от 0 до 5 м;

– методик и технических средств для исследования переходной зоны суша – море с глубинами от 0 до 2 м;

– адаптации методик геохимических, экологических и инженерно-геологических исследований к реальным условиям Среднего и Северного Каспия.

СПИСОК РИСУНКОВ

1. Рис. 1.1. Физико-географическая карта бассейна Каспийского моря и прилегающих территорий.
2. Рис. 1.2. Геоморфологическая карта побережья Каспийского моря (по Леонтьеву, 1965).
3. Рис. 1.3. Геоморфологические элементы побережья Восточного Предкавказья (по Рычагову, Леонтьеву, 1950).
4. Рис. 1.4. Схема геологического строения побережья и морского дна в районе Избербаша и Инчхе (по Буриштару, Варущенко, Леонтьеву, 1974).
5. Рис. 2.1. Типы рельефа подводного берегового склона западной части Среднего Каспия (по Леонтьеву, Варущенко, 1976).
6. Рис. 2.2. Карта изобат Каспийского моря.
7. Рис. 2.3. Геоморфологическая схема дна Каспийского моря.
8. Рис. 3.1. Схематическая карта гравитационных аномалий бассейна Каспийского моря.
9. Рис. 3.2. Карта магнитных аномалий Каспийского моря.
10. Рис. 3.3. Месторождение Инчхе-море. Структурная карта по кровле свиты «Г» среднего миоцена.
11. Рис. 3.4. Схема расположения месторождений и перспективных объектов, выявленных ОАО «Лукойл», в пределах акваторий Северного и Среднего Каспия.
12. Рис. 4.1. Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления.
13. Рис. 4.2. Тектоническая схема платформенной части Каспийского моря (по Леонтьеву).
14. Рис. 4.3. Схематическая карта мощности осадочного чехла Северного и Среднего Каспия.
15. Рис. 4.4. Средний Каспий. Структурная карта по СГ-IV (подошва мела – кровля юры) (по Леонтьеву).
16. Рис. 4.5. Средний Каспий. Структурная карта по СГ-II (плиоцен) (по Мурадову).
17. Рис. 4.6. Региональный геологический профильный разрез по линии: Кочубейская-Махачкала-Тарки.
18. Рис. 4.7. Схема тектонического районирования Дагестана и шельфа Каспия.
19. Рис. 4.8. Схема структурных элементов Каспийского моря.
20. Рис. 5.1. Региональный геологический профиль по линии: площадь Первомайская - восточная часть кряжа Карпинского.
21. Рис. 5.2. Региональный геологический профиль по линии: площадь Северная (Восточно-Ставропольская впадина)-Тарумовская (Ногайская ступень).
22. Рис. 5.3. Временной разрез Тюленеостровной площади.
23. Рис. 5.4. Сейсмический профиль участка Тюлений центральной части Северного Каспия.
24. Рис. 5.5. Структурная карта по кровле сарматских отложений Терско-Сулакского прогиба.

25. Рис. 5.6. Схема тектонического районирования миоцен-плиоценового этажа Терско-Сулакского прогиба.
26. Рис. 5.7. Схема распространения тектонических пластин Предгорного Дагестана (по Соколову, Соборнову, 1990).
27. Рис. 5.8. Геологический профилльный разрез по линии: Миатлы-Чирюрт.
28. Рис.6.1. Фации нижнеюрских отложений Каспийской впадины (по Скорняковой).
29. Рис. 6.2. Карта мощностей среднеюрских отложений Каспия (байос-бат).
30. Рис. 6.3. Карта мощностей нижнемеловых отложений Каспийской впадины.
31. Рис. 6.4. Фации валанжина Каспийской впадины.
32. Рис. 6.5. Фации баррема Каспийского региона.
33. Рис. 6.6. Карта мощностей верхнемеловых отложений Каспийского моря.
34. Рис. 6.7. Фации чокракских отложений Каспийской впадины.
35. Рис.7.1. Геодинамическая модель альпийской складчатости Большого Кавказа (по Адамия, 1987).
36. Рис. 7.2. Кинематическая схема Кавказско-Каспийской области (по Леонтьеву, 2001).
37. Рис. 7.3. Распределение фаций и толщин мезозойских отложений юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба (байос, оксфорд, киммеридж, валанжин) (по Броду).
38. Рис. 7.4. Распределение фаций и толщин мезозойских отложений юго-восточной части Терско-Каспийского прогиба (баррем, альб, эоцен, сармат) (по Броду).
39. Рис. 8.1. Схема сопоставления пермо-триасовых отложений Равнинного Дагестана.
40. Рис. 8.2. Карта суммарной мощности пермо-триасовых отложений Прикумской нефтегазоносной области.
41. Рис. 8.3. Структурная карта по кровле юрских отложений Юга России (по Семову, Клещеву, 1973).
42. Рис. 9.1. Геологическая модель месторождения Шамхал-Булак (Дагестан).
43. Рис. 9.2. Обзорная тектоническая схема Восточного Предкавказья (по Захарову).
44. Рис. 10.1. Схематическая карта распространения нетрадиционных типов ловушек на Северном и Среднем Каспии.
45. Рис. 11.1. Схема перспектив нефтегазоносности платформенной части Каспийского моря.
46. Рис. 11.2. Карта перспектив нефтегазоносности Каспийского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Авербух А.Г., Бройтман А.Р., Булгакова И.А. Региональное геологическое строение Восточного Предкавказья по данным комплексных геофизических исследований // Обзор: Региональная разведка и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1994. 34 с.

Алиев Г.-М.А., Пирбудагов В.М. Сравнительная оценка нефтепроизводящих свойств мезокайнозойских отложений Дагестана и Азербайджана // Геология и закономерности размещения полезных ископаемых в мезокайнозойских отложениях Дагестана. Махачкала, 1975. С. 26-31.

Алексина И.А. Характеристика эолового материала восточного побережья Среднего Каспия // Докл. АН СССР, 1959. Т. 127, № 1. С. 7-14.

Алиханов Э.Н. Нефтяные и газовые месторождения Каспийского моря. Баку: Азнефтеиздат, 1964. 383 с.

Алиханов Э.Н. Нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 1977. 272 с.

Амосов И.И., Барс Е.А., Ботнева Т.А. и др. Справочник по геологии нефти и газа / Ред. Н.А. Еременко. М.: Недра, 1984. 658 с.

Андреев В.В. и др. Рельеф дна и донные отложения Мангышлакского прогиба // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, Вып. 2, 1971. С. 31-37.

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе // Изб. Тр. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 321-436.

Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 36-42.

Баранов Г.И., Омельченко В.А., Пруцкий Н.И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Материалы 8-й Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1995. С. 63-77.

Батурин В.П., Копылова Е.К. Геологический очерк южной и средней частей Каспийского моря // Современные осадки Каспийского моря.: Тр. Аз.нефт.эксп. СОПС АН СССР. М., 1956. С. 17-29.

Бакиров А.А. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1973. 344 с.

Белинский Н.А., Калинин Г.П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря // Тр. н.и. учреждений ПУГМС. Серия IV. Вып. 37. М., 1946. С. 18-25.

Брод И.О. Тектоника и нефтегазоносность Восточного Предкавказья // Сов. геол., 1938. № 7. С. 7-13.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Брод И.О., Мусаев С.Э. План и порядок ввода нефтяных площадей Дагестана в промышленную разведку во второй пятилетке // Тр. Сев.-Кав. Конф. Геол.-нефт. Вып. 5. 1934. С. 40-43.

Брод И.О. Тектоника и нефтегазоносность Восточного Предкавказья // Сов. геол. 1938. № 7. С. 3-23.

Брод И.О. Основные результаты изучения рассеянного органического вещества в мезозое и кайнозое Предкавказья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Проблема происхождения нефтегазоносности. М.; Гостоптехиздат, 1960. С. 26-35.

Буристар М.С., Бизнигаев А.Д. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М.: Недра, 1969. 344 с.

Буристар М.С. Тектоника Предкавказья // Геол. СССР. Т. 9. М., 1968. С. 572-574.

Буристар М.С., Чернобров Б.С., Швембергер Ю.Н. Основные особенности формирования южно-русских герцинид // Тр. ВНИГНИ. Вып. 100, 1970. С. 180-208.

Буристар М.С., Варущенко С.И., Леонтьев О.К. Перспективы открытия на Дагестанском шельфе нефтяного месторождения Инчхе-море // Нефтегазовая геология и геофизика, 1974. № 2. С. 21-28.

Буторин Г.Д., Галин В.Л., Галина А.А. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Предкавказья / Том IV: Дагестанская АССР. М.: Недра, 1980. 167 с.

Буторин Г.Д., Шарафутдинов Ф.Г. Оligоценовая эпоха в формировании передовой складчатости Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 30. Махачкала, 1984. С. 102-107.

Буторин Г.Д., Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. К вопросу о глубинном строении мезозойских отложений Дагестанского Клина // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии. 1985. Т. 6. Вып. 4. С. 48-54.

Вассоевич Н.Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба) // Вопросы образования нефти. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 327 с.

Вассоевич Н.Б. Принципиальная схема вертикальной зональности в генерации углеводородных газов и нефти // Изв. АН СССР. Серия Геология, 1974. № 5. С. 123-135.

Вассоевич Н.Б. Условия образования нефти в Терско-Дагестанской области. М.: Гостоптехиздат, 1955. 47 с.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Серия Геология, 1967. № 11. С. 135-156.

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтегазообразования // Вест. МГУ. Серия 4. Геология, 1969. № 6. С. 3-27.

Вершовский В.Г., Докунихин В.Ф., Федоров А.Ю., Сабанаев К.А., Сабанаев А.К. Верхнемеловые отложения Предгорного Дагестана как объект для наращивания промышленных запасов газа // Науч. технич. сборник: Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ООО ИРЦ Газпром, 2003. № 2. С. 3-8.

Вершовский В.Г., Докунихин В.Ф., Федоров А.Ю. Прогноз нефтегазоносности локальных объектов в верхнемеловых отложениях Предгорного Да-

гестана // Сб. науч. Труд. СевКавНИПИгаз. Ставрополь: РИЦ ОАО СевКавНИПИгаз, 2003. Вып. 38. С. 120-130.

Воцалевский З.С., Романов П.Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений Нараттюбинской зоны Дагестана и восточной части передовых складок в свете новых геолого-геофизических данных // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1985. С. 5-10.

Галин В.Л., Микуленко К.И. Перспективы нефтегазоносности майкопских отложений Дагестана // Изв. ВУЗов. Нефть и газ. 1961. № 6. С. 38-46.

Геология СССР. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 760 с.

Геологическая карта Кавказа: М-6 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.

Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. (Тр. КЮГЭ. Вып. 1) / Ред. И.О. Брода. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 365 с.

Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия / Л.И. Лебедев, З.И. Едигорян, Л.С. Кулакова и др. М.: Наука, 1975. 127 с.

Голубятников В.Д. Новые возможные газоносные и нефтеносные районы Южного Дагестана // Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Сб. 11: Ростов-на Дону, 1938. С. 8-17.

Лотиев Б.К., Стерленко Ю.А., Керимов И.В. Глубинные разломы и блоковое строение палеозойского основания Центрального Предкавказья // Геологический журнал, 1986. Т. 46. № 3. С. 139-148.

Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. (Тр. КЮГЭ. Вып. 1) / Ред. И.О. Брода. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 365 с.

Гасангусейнов Г.Г., Горин Г.И. Перспективы нефтегазоносности Терско-Сулакской низменности // Геология нефти и газа, 1962. № 3. С. 13-18.

Горин В.А. К вопросу развития Каспийской впадины в среднем плиоцене // Доклады АН Аз. ССР, 1951. № 12. С. 559-563.

Горин В.А. Каспийская впадина и поперечные глубинные разломы Юго-Восточного Кавказа // Доклады АН Аз. ССР, 1953. Т. IX, № 12. С. 713-717.

Дотдугев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 82-91.

Дотдугев С.И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана // Геотектоника, 1990. № 3. С. 59-69.

Дроздов В.В., Мельников Е.А., Вобликов Б.Г., Сабанаев А.К. Морфологический анализ меловых складок Предгорного Дагестана и Терско-Сунженской зоны дислокаций // Сб. науч. труд. СевКавГТУ. Серия Естественнонаучная. Ставрополь, 2006. № 2. С. 133-135.

Еременко Н.А., Максимов С.П. Исследование естественных нефтегазопроявлений (на примере Северо-Восточного Кавказа) // М.: Гостоптехиздат, 1953. 63 с.

Ермаков В.И., Мурадян В.М., Ледовская Г.И. Рациональные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в акватории Среднего Каспия // М.: ВНИИгаз, 1996. 960 с.

Зоненштайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция океана Тетис // История океана Тетис. М.: ОИ АН СССР, 1987. С. 104-116.

Истратов И.В. К истории изучения тектоники нефтегазоносности Северного Кавказа // Бюллетень МОИП. Отделение геология, 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 60-62.

Казьмин В.Г., Книппер А.Л. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 75-89.

Комплексные исследования трещинных коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти / Ред. Е.М. Смахова: Тр. ВНИГРИ. Вып. 214. 1963. 200 с. Колюхов И.А., Москалев Н.П. Литолого-фациальные особенности и трещиноватость мезозойских карбонатных пород в связи с их нефтегазоносностью. М.: Изд-во МГУ, 1966. 235 с.

Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 5-20.

Короновский Н.В. Аграхан-Тбилиско-Левантийская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона // Доклады РАН, 1994. Т. 337. № 1. С. 75-78.

Короновский Н.В., Панина Л.В., Михайлов В.О. Терско-Каспийский передовой прогиб: история формирования и современный структурный рисунок // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России», 1994. С. 64-84.

Короновский Н.В., Ломидзе М.Г. [и др.] Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 4. С. 5-11.

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

Корчагина Ю.И. Нефтегазопродуцирующие свойства юрских терригенных пород Дагестана // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 88-90.

Кленова М.В., Соловьев В.Д. и др. Современные осадки Каспийского моря // Изд. АН СССР, 1956. 195 с.

Кленова М.В., Ястребова Л.А. Осадки северной части Каспийского моря // Современные осадки Каспийского моря: Тр. Аз. нефт. эксп. СОПС АН СССР, 1956. С. 101-117.

Кленова М.В. Геологическое строение Апшеронского порога Каспийского моря // Докл. АН СССР, 1954. Т. ТХСIV. № 2. С. 311-317.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий // М.: Наука, 1978. 109 с.

Летавин А.И., Орел В.Е., Чернышев С.М. и др. Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа // М.: Наука, 1987. 96 с.

Летавин А.И. Характер сочленения Предкавказской платформы со складчатыми сооружениями Большого Кавказа // Нефтегазоносность недр России. Ч. 2. М.: Изд-во РАН, 1995. С. 79-80.

Ломидзе М.Г. Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 21-34.

Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78-92.

Ликов А.Г., Чепак Г.Н., Шапошников В.М. Особенности строения залежей нефти и карбонатных пород верхнего мела Прикумского нефтегазонасного // Нефтегазовая геология и геофизика, 1980. № 3. С. 18-20.

Леонтьев О.К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1961. № 6. С. Или ...с.?

Леонтьев О.К., Варущенко С.И. Геоморфология прибрежной полосы шельфа дагестанского побережья Каспийского моря и проблема «третьей антиклинальной зоны» // Комплексные исследования Каспийского моря. Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 79-91.

Леонтьев О.К., Маев Е.П., Поротов А.В. О генезисе и возрасте Дербентской банки // Комплексные исследования Каспийского моря. Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 31-45.

Леонтьев О.К., Мяконин В.С., Велиев Х.А. Соотношение процессов поперечного и продольного перемещения наносов в формировании береговых аккумулятивных образований западного побережья Каспийского моря // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966. С. 148-161.

Милановский Е.Е. Рифогенезис и условия формирования локальных поднятий // Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек. М.: Наука, 1987. С. 30-41.

Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала: Дагестанское книжное изд-во, 1986. 306 с.

Мирзоев Д.А., Истратов И.В., Каспаров С.А. Фундамент и нефтегазоносность доплитного комплекса Восточного Предкавказья // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1999. № 4. С. 19-27.

Мусаев С.Э. Еще раз о главном Дербентском разломе // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 7. Махачкала, 1968. С. 68-72.

Муратов М.В. Происхождение материков и океанских впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.

Мелик-Пашаев В.С. Геология морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага. Гостоптехиздат. 1959. 225 с.

Маловицкий Я.П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия // Геология нефти и газа, 1964. № 6. С. 18-23.

Мехтиев Ш.Ф. Нефтяные богатства Каспийского моря. Баку.: Знание, 1957. 44 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.

Неволин Н.В. Тектоника Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа, 1958. № 9. С. 4-10.

Никифоров Л.Г. Новые морфологические подтверждения существования трех стадий новокаспийской трансгрессии // Вестник МГУ. Серия : География, 1963. № 4. С. 72-87.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106-112.

Российский Каспий – новый крупный нефтегазоносный регион / Р. Маганов, А. Новиков, Д. Челоянц и др. // Нефть России, 2001. № 10-11. С. 104-110.

Рихтер В.Г., Маев Е.Г. Новые данные по геологии степного Мангышлака // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. 1955. Т.104. № 5 С. 143-161.

Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 4. Изд-во МГУ, 1974. С. 62-76.

Рычагов Г.И., Леонтьев О.К. Основные этапы развития рельефа равнинной части Восточного Предкавказья // Известия АН СССР. Серия: География, 1960. № 4. С. 91-103.

Скорнякова Н.С. Геологическое строение и современные осадки подводного склона западного побережья средней части Каспийского моря // Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: изд-во АН СССР, 1962. 249 с.

Соловьев В.Ф. Рельеф и строение Апшеронского порога // Известия АН СССР. Серия: Геология, 1954. № 5. 262 с.

Соловьев В.Ф., Кулакова Л.С., Лебедев Л.И., Маев Е.Г. Структурно-геоморфологические исследования дна Среднего и Южного Каспия (методика и результаты) // Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Л.: Недра, 1967. 310 с.

Стерленко Ю.А., Лотиев Б.К., Истратов И.В. Глубинные разломы Северного Кавказа и их роль в формировании и размещении залежей углеводородов // Известия СКНЦВШ. Серия : Естественные науки, 1987. № 2. С. 102-106.

Савельева Л.М. Верхнеюрские и триасовые отложения Восточного Предкавказья и перспективы их нефтегазоносности // М.: ИГиРГИ, 1976. Автореф. дисс. канд.геол.-мин. наук.

Сабанаев К.А., Гусейнов К.Б., Шалбузова Л.В., Сабанаев А.К. Концепция и стратегия ускоренной подготовки запасов УВ к промышленному освоению в Дагестане // Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых газоконденсатных месторождений. М.: ООО ИРЦ Газпром, 1999. № 8. С. 3-11.

Сабанаев К.А., Шалбузова Л.В., Сабанаев А.К. Геологические условия формирования газовых залежей на Дагестанском шельфе Каспийского моря и сопредельных районов // Достижения и современные проблемы развития науки в Дагестане: Тезисы докладов Международной научной конференции (естественные науки). Махачкала, 1999. С. 304.

Сабанаев К.А. Перспективы нефтегазоносности Дагестана // Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ООО ИРЦ Газпром, 2002. № 2. С. 43-48.

Сабанаев К.А., Шалбузова Л.В., Сабанаев А.К. Особенности формирования структур в верхнемеловом комплексе Предгорного Дагестана и методика их опоискования // Сб. науч. Труд. СевКавНИПИгаз. Ставрополь. РИЦ ОАО СевКавНИПИгаз, 2003. Вып. 38. С. 131-145.

Сабанаев К.А., Шалбузова Л.В., Сабанаев А.К. Условия формирования залежей УВ в пределах юго-восточной части Терско-Каспийского красного прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности // Сб. науч. труд. СевКавНИПИгаз, 2003. Вып. 38. С. 146-160.

Сабанаев К.А. Дагестанский сектор акватории Каспийского моря // Газовая промышленность, 1997. № 3. С. 54-55.

Сабанаев К.А., Сабанаев А.К. Формирование залежей УВ в Предгорном Дагестане // Газовая промышленность, 2000. № 3. С. 37-39.

Серов А.В., Сабанаев А.К. Прогноз фазового состояния углеводородов мезозойско-кайнозойских отложений Терско-Сулакского прогиба // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы 8-й международной конференции к 60-летию кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ. М.: Изд-во ГЕОС, 2005. С. 113-115.

Сабанаев К.А., Сабанаев А.К. Геологическое строение осадочного чехла Северного и Среднего Каспия // Вестник РУДН, 2007. С. 108-112.

Сабанаев К.А. Некоторые критерии оценки перспектив нефтегазоносности Дагестана и бассейна Каспийского моря // Юбилейный выпуск: ИГ ДНЦ РАН. Махачкала, 2007. С. 121-128.

Сабанаев К.А. Геолого-экологические, технологические и экономические аспекты вовлечения УВ ресурсов Каспийского моря в народное хозяйство // Юг России. Экология и развитие. 2007. № 3. С. 13-19.

Сабанаев К.А. Перспективы выявления нетрадиционных ловушек нефти и газа в мезозойско-кайнозойском комплексе Российского сектора акватории Каспийского моря // Международная научно-практическая конференция «Актуальные проблемы нефтегазовой геологии». Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2007. С. 136-145.

Скарятин В.Д., Лукина Н.В., Караханян А.С. Линейные и кольцевые структуры Крымско-Кавказской области // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 195-206.

Смирнова М.Н., Бражник В.М. Проблемы глубинной тектоники Терско-Каспийского краевого прогиба // Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 78-89.

Соборнов К.О. Понадвиговые зоны нефтегазонакопления – новый объект поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане // Геология нефти и газа, 1988. № 2. С. 8-12.

Соборнов К.О. Вдвиговое строение Дузлакской антиклинали (Южный Дагестан) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии, 1991. Т. 66. Вып. 34. С. 44-50.

Соборнов К.О. Надвиговое строение и нефтегазоносность Южного Дагестана // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 1990. № 1. С. 25-34.

Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых / Ред. В.В. Семеновича, Б.А. Соколова // М.: Изд-во МГУ, 1986. 195 с.

Соколов Б.А., Хаин В.Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений // Сов. геология, 1982. № 12. С. 53-58.

Соколов Б.А., Соборнов К.О. Оценка перспектив нефтегазоносности Дагестана // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 130-136.

Соколов Б.А. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Восточном Предкавказье / Б.А. Соколов, Ю.И. Корчагина, Д.А. Мирзоев и др. М.: Наука, 1990. 206 с.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах // М.: Гостоптехиздат, 1958. 326 с.

Хаин В.Е. Аккреция и деструкция в истории и эволюции континентов // Тектонические процессы: Докл. Сов. геол. На XXVII сессии Междунар. Геол. Конгр. М.: Наука, 1989. С. 5-14.

Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа // Бюллетень МОИП. Отдел геологии, 1950. Т. 25. Вып. 3. С. 30-64.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Шарафутдинов Ф.Г. К тектонике Сулакского тектонического выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 9. Махачкала, 1975. С. 103-106.

Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А., Шапиев Д.Ш. Анализ результатов и пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 30. Махачкала, 1984. С. 16-31.

Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А. Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающей акватории Каспийского моря // Махачкала: Дагестанское книжное изд-во, 2001. 298 с.

Шатский Н.С. Избранные труды. Том 1. / Н.С. Шатский. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 512 с.

Шеин В.С., Клещев К.А. Условия нефтегазоносности на платформах и в складчатых областях (с позиций тектоники плит) // Геология нефти и газа, 1984. № 3. С. 20-29.

Шолто В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа // М.: Недра, 1978. 176 с.

Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия / Л.И. Лебедев, З.И. Едигорян, Л.С. Кулакова и др. М.: Наука, 1975. 127 с.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий // М.: Наука, 1978. 109 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава I Краткий физико-географический очерк и геоморфология Российского сектора Каспийского побережья	5
Глава II Рельеф дна бассейна Каспийского моря	17
Глава III Геолого-геофизическая изученность Северного и Среднего Каспия	24
3.1. Сейсморазведка	24
3.2. Гравиразведка	28
3.3. Магниторазведка	30
3.4. Электроразведка	31
3.5. Геоморфологические и другие исследования	32
3.6. Поисково-разведочное бурение	34
Глава IV Тектонические особенности осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря.....	38
4.1. Основные элементы фундамента отложений бассейна Каспийского моря.....	43
4.2. Геоструктурные элементы осадочного чехла Северного и Среднего Каспия.....	45
4.3. Тектоника подводного склона Каспия	50
Глава V Геологическое строение Российского сектора Каспийского моря и его обрамления	58
5.1. Восточно-Манычский прогиб	60
5.2. Платформенное крыло Терско-Каспийской впадины	63
5.3. Терско-Сулакский прогиб	66
5.4. Область Дагестанского клина	68
5.5. Геологическое строение западного побережья Среднего Каспия	75
5.6. Рельеф подводного склона Среднего Каспия	77
Глава VI Происхождение и история геологического развития впадины Каспийского моря	81
6.1. История геологического развития Российского сектора Каспийского моря в доюрское время	82
6.2. Геологическое развитие Российского сектора Каспийской впадины в мезозойское время	86
6.3. Кайнозойская стадия развития Каспийского региона	100
6.4. Позднеорогенная стадия развития Каспийского региона (поздний сармат – средний плиоцен).....	104
Глава VII Геодинамическая эволюция Кавказского орогена	108
7.1. Основные этапы и стадии формирования современной структуры Кавказского региона	115

Глава VIII	Литолого-стратиграфическая характеристика осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря и его обрамления.....	122
8.1.	Строение фундамента Скифско-Туранской плиты	122
8.2.	Характеристика осадочного чехла платформенной части Каспия	123
8.2.1.	Нижний структурный ярус	123
8.2.2.	Верхний структурный ярус	132
8.3.	Осадочный чехол геосинклинальной области бассейна Каспийского моря	139
Глава IX	Нефтегазогеологическое районирование Российского сектора Каспийского моря и его обрамления	151
9.1.	Прикаспийская нефтегазносная провинция	153
9.2.	Предкавказско-Крымская нефтегазоносная провинция	154
9.2.1.	Нефтегазоносная область кряжа Карпинского	154
9.2.2.	Восточно-Предкавказская нефтегазоносная область	156
9.3.	Северокавказская нефтегазоносная провинция	160
9.4.	Перспективная территория Российского сектора Каспийского моря	163
9.4.1.	Северо-Каспийский нефтегазоносный район.....	163
9.4.2.	Средне-Каспийский нефтегазоносный район.....	164
Глава X	Установленные и прогнозируемые типы ловушек нефти и газа на Российском секторе акватории Каспийского моря	170
Глава XI	Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного комплекса Российского сектора Каспийского моря	176
11.1.	Северный Каспий.....	178
11.2.	Средний Каспий.....	179
Глава XII	Экологическая обстановка в акватории Каспийского моря.....	185
12.1.	Геоэкологические исследования	188

К.А. Сабанаев В.И. Черкашин

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО
КОМПЛЕКСА РОССИЙСКОГО СЕКТОРА
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Научное издание

Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии ДНЦ РАН

Набрано и отредактировано
на компьютерной базе ГИС-центра
Института геологии ДНЦ РАН.

Дизайн, верстка:
В.И. Черкашин
С.А. Мамаев

09-58088

Сдано в набор 10.10.08 г.
Подписано в печать 17.10.08 г.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная.
Печать трафаретная. Гарнитура «Times New Roman»
Тираж 100. Заказ № 12/08.
Цена договорная.

ООО «ДИНЭМ»
367030, Республика Дагестан, г. Махачкала,
ул. Ярагского, 75, 5 этаж.
Тел./факс: +7 (722) 62-89-14
Тел.: +7 (928) 874-57-53
E-mail: dinem2006@yandex.ru



Сабанаев Касум Алтекович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук, заслуженный нефтяник Республики Дагестан. Научная деятельность связана с исследованиями в области глубокой тектоники, аномально высоких пластовых и поровых давлений, формирования и аккумуляции залежей нефти, газа и ресурсов геотермальных вод. Автор более 70 научных работ, в том числе двух монографий. Является первооткрывателем трех нефтяных и газовых месторождений в Дагестане и одного геотермального месторождения в Казахстане.



Черкашин Василий Иванович – доктор геолого-минералогических наук, директор Института геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук. Автор более 100 научных публикаций и двух монографий. Научная деятельность связана с исследованиями в области геологического строения, геодинамики и вещественного состава осадочно-породных бассейнов Кавказа, Предкавказья, акватории Каспия и закономерностями размещения в них полезных ископаемых различного генетического типа. Круг интересов – исследования в области минералогии и кристаллографии породообразующих минералов. Ряд исследований посвящены установлению основных закономерностей флюидного режима и динамики геофизических полей во времени и пространстве.



2008031013