

УДК 551.24: 553.98(262.81)

ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОСТРУКТУРЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ КАСПИЙСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО МЕГАБАСЕЙНА

В. Е. Хаин¹, Н. А. Богданов², В. И. Попков³, П. А. Чехович⁴,

MAJOR GEOSTRUCTURES AND BASIC FEATURES OF THE DEVELOPMENT OF CASPIAN OIL AND GAS MEGABASINS

Khain V. E., Bogdanov N. A., Popkov V. I., Chekhovich P. A.

The N-S extended Caspian megabasin consists of three sedimentary basins separated by North Caspian, Middle Caspian and South Caspian latitudinal basins. The granite-metamorphic basement of the basins becomes younger from North to South, from the Early Precambrian in the North to the Early Cimmerian in the South. It was formed in the transitional zone from the Southern border of the East European Craton (Paleozoic Baltica continent) towards the Tethys oceanic basin. Accordingly, the Caspian megabasin is superimposed on the East European ancient platform, Scythian-Turanian young platform, and Alpine-Himalayan mobile belt.

Каспийское море пересекает с севера на юг серию широтноориентированных структурных элементов, принадлежащих юго-восточной окраине древней Восточно-Европейской платформы, молодой Скифско-Туранской, в основном эпигерцинской платформе и Альпийско-Гималайскому складчатому поясу. Каждая из этих тектонических областей включает ряд элементов подчиненного порядка, показанных на рис. 1. Собственно Каспийский осадочный мегабассейн состоит из трех бассейнов, разделенных субширотными зонами межбассейновых поднятий.

1. Прикаспийский бассейн

Северо-восточную часть акватории занимает южный борт Прикаспийского бассейна. Его фундамент имеет здесь раннедокембрийский возраст. Время заложения Прикаспийской впадины ряд исследователей [1 и др.] считает рифейским, поскольку в ее центре средний девон подстилается мощной толщей отложений, а на северо-западе она сопрягается с рифейским Пачелмским авлакогеном. Со-

гласно другой точке зрения [2 и др.], заложение впадины происходило в девоне. В таком случае большая часть мощности досреднедевонских отложений должна отвечать синрифтовому комплексу. Не исключено, что в этом регионе, как и на остальной части Восточно-Европейской платформы, проявились две фазы рифтогенеза и (или) погружения — рифейская и девонская.

Характер границы со Скифско-Туранской плитой трактуется по-разному, хотя результаты крупномасштабной аэромагнитной съемки [3] практически не оставляют для этого вариантов. На акватории Северного Каспия эта граница фиксируется полосой резкого горизонтального градиента поля (ΔT)а. Южнее происходит смена знака геомагнитного поля, которое становится в целом отрицательным, а его структура приобретает ярко выраженный линейный характер. Выделяемые здесь аномальные зоны имеют северо-западное простирание, как и в юго-западной части Туранской плиты.

Фундамент южного окончания Прикаспийской впадины дифференцирован по глу-

¹Хаин Виктор Ефимович, академик РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва.

²Богданов Никита Алексеевич, член-кор. РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор, директор Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва.

³Попков Василий Иванович, академик РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор, заведующий кафедрой региональной и морской геологии Кубанского государственного университета.

⁴Чехович Пётр Андреевич, канд. геол.-минерал. наук, заведующий лабораторией Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва.

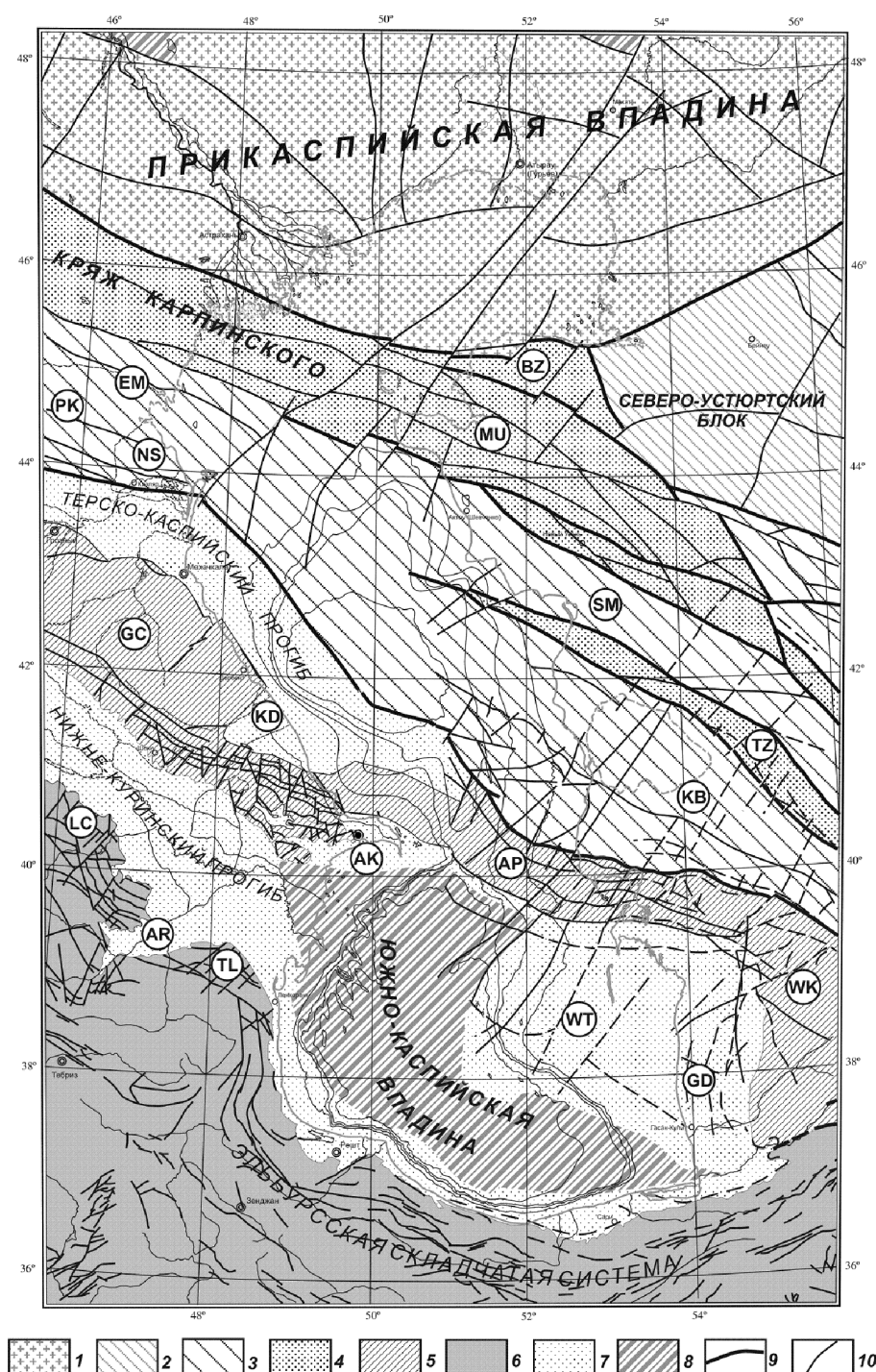


Рис. 1. Важнейшие структурные элементы Каспийского региона:
 фундамент платформенных областей (1–4): 1 – раннедокембрийский; 2 – байкальский; 3 – герцинский; 4 – раннеиммерийский; альпийские складчато-покровные системы (5–6): 5 – Большой Кавказ и Копетдаг; 6 – Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс; 7 – передовые прогибы и впадины; 8 – впадины с корой океанического типа; 9 – разрывные нарушения, соответствующие границам крупных структур; 10 – прочие важные разрывы; важнейшие структуры (буквы в кружках): BZ – Бузачинский свод; MU – Мангышлакско-Центрально-Устьюртская зона; SM – Южномангышлакско-Устьюртская система прогибов; TZ – Туаркырская зона; KB – Среднекаспийско-Карабогазская антеклиз; EM – Восточно-Манычский прогиб; PK – Прикумская система поднятий; NS – Ногайская ступень; GC – складчатая система Большого Кавказа; KD – Кусаро-Дивичинский прогиб; AP – Апшероно-Прибалханская зона; WK – Западно-Копетдагская зона; LC – складчатая система Малого Кавказа; AR – Нижне-Араксинский прогиб; TL – Талышская зона; AG – Эльбурско-Горганский передовой прогиб; WT – Западно-Туркменский прогиб; GD – Гограньдаг-Окаремская зона

бинам залегания, размерам, конфигурации и простиранию структурных элементов, основными из которых являются Астраханское и Северо-Каспийское поднятия (с минимальными глубинами 7,5–8 км), входящие в Астраханско-Актюбинскую зону и Заволжско-Тугаракчанскую систему прогибов глубиной до 9–13 км и относящихся к системе краевых прогибов фундамента, ограничивающих Прикаспийскую впадину с юго-востока.

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

В пределах консолидированного основания по геофизическим данным выделяются три граничные поверхности: верхней мантии (поверхность «М»), базальтового и гранитного слоев. Поверхность «М» (преломляющий горизонт с граничной скоростью 8–8,2 км/с) в южной части впадины залегает на максимальных глубинах — 47,5 км. Во всех направлениях от данного участка эта поверхность воздымается, достигая отметок –35 км вблизи Мынсуалмасского разлома на северо-восточном побережье. Поверхность базальтового слоя (преломляющий сейсмический горизонт с граничной скоростью 6,8–7,2 км/с) залегает на абсолютной отметке от –15 км в северной части района до –20 км вблизи граничных разломов. По сравнению с абсолютными отметками поверхности «М» наблюдается обратное соотношение. Поверхность кристаллического фундамента на юге впадины образуют гранитно-гнейсовые породы — преломляющий горизонт с $V_r = 6,2–6,6$ км/с.

Структура поверхности досреднедевонского комплекса (горизонт Пз) в сглаженных формах наследует структуру фундамента. В рассматриваемой части впадины выделяются три свода с общим субширотным простиранием: Астраханский (200×100 км), Северо-Каспийский (80×50 км) и Гурьевский (100×50 км), имеющие минимальные глубины соответственно 6,6, 7 и 6,6 км. К югу от них в сторону борта впадины происходит погружение подошвы верхнепалеозойского комплекса со средним градиентом 25–30 м/км. В прибортовой части вырисовывается относительно узкая Заволжско-Тугаракчанская система прогибов с максимальными отметками 8–10 км.

Девонско-артинский этаж Прикаспийской впадины расчленяется на пять комплексов: эйфельско-нижнефранский, верхнедевонско-нижневизейский, верхневизейско-нижнебашкирский, московско-касимовский и гжельско-артинский. Эйфельско-нижнефранский комплекс на большей части территории имеет мощность 0,5–0,7 км. На Северо-Каспийском поднятии наблюдается сокращение мощности до 0,2–0,4 км, а к югу отмечено ее разрастание до 1,2–1,4 км. По периферии впадины установлено уменьшение мощности комплекса до 0,15–0,2 км.

По кровле башкирских отложений и кровле подсолевого комплекса фиксируется Астраханско-Актюбинская система моноклиналей и Северо-Каспийская терраса с перепадом глубин по разным горизонтам от 7–8 до 6–6,5 км и общим наклоном в сторону центральных частей Прикаспийской впадины. Глубины залегания кровли подсолевого ложа впадины достигают 9 км.

Наиболее контрастными структурными элементами верхнедевонско-нижневизейского и верхневизейско-нижнебашкирского комплексов являются высокоамплитудные Астраханский и Кашаган-Тенгизский карбонатные массивы. Они отчетливо выделяются по поверхности башкирских и раннепермских отложений на фоне средних глубин 5,8–5,2 км (по горизонту Пз). Карбонатные платформы имеют более широкие контуры по нижним горизонтам. Их сводовые части осложняют отдельные высокоамплитудные структуры с отметками в кровле 3,8–4,0 км. Наиболее крупными из таких структур являются Астраханская, Кашаган, Кайран, Актота (Кашаган Ю-В), Каратон, Королевская, Тенгиз, Южная. С юга карбонатные структуры северной части акватории Каспийского моря отделяются от бортовых частей впадины системой прогибов.

Выше в пределах Прикаспийской впадины распространены соленосные отложения, первоначальная седиментационная мощность которых в рассматриваемой южной бортовой зоне изменялась от сотен метров до 2–2,5 км. Наибольшие мощности соленосных отложений были накоплены в кунгурский и казанский века.

Отложения верхней перми и триаса выполняют межкупольные зоны, где их суммарная мощность достигает 3–4 км и более. Средние мощности пермо-триаса нарастают от бортовых частей к центру мульды от 0,5 до 3 км. Верхнепермские отложения представле-

ны преимущественно толщей красноцветных терригенных пород с отдельными пластами солей и ангидритов. Нижнетриасовые отложения в восточной части представлены красноцветными континентальными породами, на юго-западе встречены сероцветные морские отложения, состоящие из тонкого чередования глин и известняков с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов. Для среднего триаса характерно развитие морских сероцветных терригенно-карбонатных пород в междуречье Урал–Волга, Приморской зоне и южной части Прикаспийской впадины. К востоку сероцветные морские отложения замещаются молассоидными песками, песчаниками, алевролитами и глинами. Отложения верхнего триаса залегают на подстилающих породах почти повсеместно с размывом и несогласием. Представлены они пестроцветными, исключительно континентальными терригенными разностями.

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

2. Средне-Каспийский бассейн

Прикаспийский бассейн отделен от Средне-Каспийского структурами кряжа Карпинского, п-ова Бузачи и Центрального Мангышлака, почти не выраженными в подводном рельефе.

Прямые данные по составу пород, составляющих фундамент, для акватории Каспия на сегодняшний день отсутствуют. Изучение скважинного материала на территории Предкавказья и Закаспия показывает, что основание Скифско-Туранской платформы сложено слабометаморфизованными породами, прорванными гранитоидами позднего палеозоя. Для пород характерен региональный метаморфизм в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. В наиболее эродированных участках, а также зонах интенсивной гранитоидной переработки степень их метаморфизма несколько возрастает, достигая мусковит-биотитовой субфации [4, 5]. В ряде случаев на склонах поднятий сохранились слабометаморфизованные каменноугольно-раннепермские терригенные образования, отвечающие нижней молассе (мыс Ракушечный, Северное

Прикарабогазье). В пределах самих поднятий по возрасту им соответствует комплекс малых интрузий.

Анализ материалов глубокого бурения, сейсморазведки, магнито- и гравиразведки свидетельствует о широком развитии в теле фундамента эпигерцинской части плиты карбонатных толщ, слагающих синклиновые зоны. В силу магнитной «стерильности» они отчетливо отражаются в геомагнитном поле в виде глубоких региональных минимумов. Кроме того, в районах их распространения зафиксированы максимальные значения граничных скоростей сейсмических волн (6 200–6 400 м/с), что характерно для зон с карбонатным типом разреза.

В пределах Закаспия намечается четыре синклиновых зоны. Юго-западная, наиболее протяженная, трассируется вдоль Карабогазского геоблока, обрамляя его с северо-востока. Две другие располагаются в центральной части Южного Мангышлака и разделены между собой Дунгинско-Шалабайским антиклинорием. Четвертая зона намечается в районе Центрального Устюрта. Помимо отмеченного Дунгинско-Шалабайского выделяются еще два протяженных антиклинория: Центрально-Мангышлакско-Карашорский и Песчаномыско-Кумсебшенский. Ширина структурных зон не превышает первых десятков, а протяженность исчисляется сотнями километров.

В Предкавказье на продолжении этих зон находятся Донбасско-Промысловский, Предкавказский синклинории и Егорлыкско-Ипатовская зона [6], или Манычский антиклинорий [7], сложенные терригенно-сланцевыми формациями типа краевых морей.

В южной части запада Туранской плиты на границе с альпийским складчатым поясом располагается узкая зона интенсивных положительных магнитных аномалий, отождествляемая с раннекиммерийской складчатой зоной [8]. На востоке ее продолжают Дарваз-Сарыкольская и Каракульская зоны Северного Памира, а на западе, судя по всему, Малкинско-Сулакский магнитный максимум.

К северу от Карабогазского массива прослеживается линейная зона (ширина — около 10 км) субширотных магнитных максимумов. В плане с ними совпадают локальные аномалии повышенных значений ускорения силы тяжести, которые могут соответствовать

протрузиям основного и ультраосновного состава, известным в пределах Туаркырской антиклинали. Нахождение их совместно с кремнистыми сланцами и радиоларитами позволяет трактовать этот комплекс как выход пород палеозойской океанической коры. Данные образования прослеживаются на западе, в акватории Каспия, и на юго-востоке до границ с альпийским складчатым поясом на расстоянии в 800 км.

В 60 км к северу от этой зоны на фоне обширного регионального магнитного минимума отчетливо выделяются изометричные локальные максимумы, сгруппированные в единую линию северо-западного простирания, прослеженную на протяжении около 500 км и отождествляемую с палеозойской островной дугой с магматизмом андезито-базальтового ряда [4].

Для Северо-Устьюртского докембрийского массива свойственно спокойное геомагнитное поле, осложненное крупными изометричными аномалиями. Поднятиям фундамента здесь обычно соответствуют минимумы магнитного поля, а погружениям — максимумы. В гравитационном поле наблюдается противоположенная картина. Как показали специальные расчеты, фундамент массива сложен слабомагнитными породами, а региональный магнитный фон здесь обусловлен в основном особенностями строения доюрского осадочного комплекса, содержащего в себе мощные линзы эффузивов среднего и основного состава [4].

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

В структуре платформенного чехла северо-западной части Среднего Каспия отчетливо вырисовывается крупная депрессия. Ее максимально погруженная часть соответствует Терско-Каспийскому краевому прогибу и расположена в дагестанской прибрежной зоне. К северу на общем фоне моноклинального залегания слоев выделяются структурные

носы и заливы, соответственно погружающиеся или раскрывающиеся в сторону наиболее прогнутой зоны. Самый крупный структурный залив отшнуровывается от северо-восточной части данной депрессии, огибает Песчаномыско-Ракушечную зону поднятий и, приобретая субширотную ориентировку в пределах суши, дает начало протяженной Южно-Мангышлакско-Устьюртской системе прогибов.

Зона Манычских прогибов в пределах акватории преобразуется в наклоненную в сторону Терско-Каспийского прогиба моноклинали, постепенно вырождающуюся по мере приближения к мангышлакскому побережью. В центральной части Среднего Каспия выделяется крупная зона поднятий антикавказского простирания, выделенная впервые В. И. Попковым и А. Н. Гаджиевым. Она трассируется от устья р. Самур на западном побережье до мыса Песчаного на восточном и названа упомянутыми авторами Самуро-Песчаномысской зоной транскаспийских поднятий [8,9]. Ширина ее изменяется от 60 км на юго-западе до 100–120 км на северо-востоке. Эта зона служит южным ограничением Терско-Каспийского краевого прогиба, отделяя его от Северо-Апшеронского и выполняя таким образом роль, аналогичную роли Ставропольского свода в Предкавказье. К северо-востоку от Северо-Апшеронского прогиба в качестве структурного залива располагается Казахская впадина, представляющая, по сути, его северо-восточный борт. Существовавшее длительное время представление о наличии гигантского Центрально-Каспийского свода не подтвердилось новыми данными.

Высокое качество сейсмических материалов позволяет решить и ряд вопросов, касающихся истории формирования осадочного чехла [10]. Юрские отложения залегают на подстилающих отложениях с четко выраженным разрывом. Сейсмическая запись ниже горизонта V невыразительна, хаотична, вследствие чего структура доюрских образований не выяснена. Лишь на отдельных профилях в прикаспийской зоне Каспия получены отражения сложной конфигурации, фиксирующие, по-видимому, грабенообразный прогиб, заполненный отложениями доюрского (триас?) возраста мощностью несколько сотен метров. На профилях северо-восточной ориентировки его ширина составляет 20–25 км, северо-западной — около 80 км.

В ранне-среднеюрскую эпоху происходило накопление терригенных формаций аллювиально-равнинного, континентального и морского (вторая половина байоса-бат) генезиса. Косослоистые толщи в примангышлякской зоне могут отвечать дельтовым образованиям речной системы, которая была широко развита на восточном побережье и имела западный сток. В конце юрского периода устанавливается морской режим осадконакопления с формированием горизонтально-слоистых толщ терригенно-карбонатного состава.

Мощность отложений юрской системы в пределах Самуро-Песчаномысской зоны поднятий составляет 1,4–1,6 км, увеличиваясь в депрессиях до 1,8–2 км и сокращаясь в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Мощности отложений мелового комплекса колеблются от 400 м в своде Набраньского поднятия до 1600 м в районе Сегендыкского и западной части Казахского структурных заливов. В целом же отмечается региональное уменьшение мощностей мела в западном направлении.

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

В примангышлякском секторе Каспия осадконакопление начинается в валанжинский век формированием терригенно-карбонатных отложений, также залегающих с размывом на подстилающих породах. В целом эта часть акватории испытывала в меловое время более интенсивное погружение, а в отдельные века, как, например, в альбе, существовали достаточно глубоководные условия с накоплением косонаслоенных серий. Аналогичные образования установлены также на п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке. Предполагается, что их образование происходило в условиях шельфа. В раннем и среднем палеогене накапливались горизонтально-слоистые толщи преимущественно карбонатного состава. Дифференциация мощностей очень слабая, что свидетельствует о спокойной тектонической обстановке в это время.

Рубеж эоцена и олигоцена был переломным в истории развития Среднего Каспия. Интенсивность погружения дна морского бассейна резко возросла, что при недостаточном привносе обломочного материала обусловило появление глубоководных некомпенсированных котловин, пространственно тяготеющих к осевым зонам передовых прогибов.

Среднемиоценово-раннеплиоценовый этап характеризовался унаследованным развитием региональной структуры, заложенной на рубеже эоцена-олигоцена. Наиболее интенсивно погружается территория Терско-Каспийского прогиба и присамурский участок транскаспийской зоны поперечных поднятий. Наличие клиноформ устанавливается на западе и востоке, свидетельствуя о том, что резкие погружения в среднем плиоцене вновь привели к формированию глубокой депрессии в западной части Среднего Каспия с образованием косослоистых серий отложений на ее бортах.

В среднем плиоцене произошло резкое осушение обширных пространств молодой платформы. Морской режим седиментации сохраняется лишь в глубоководной котловине Южного Каспия. На прилегающих участках современной суши происходило образование глубоко врезаемых речных долин. Не исключено, что причиной этого могло служить быстрое погружение коры Южного Каспия с образованием глубокой котловины, вобравшей в себя воды всего бассейна. В итоге Средне-Каспийская некомпенсированная депрессия превратилась в замкнутую континентальную впадину с превышением бортов относительно дна примерно на 1,5 км.

В среднем плиоцене дельта Палеоволги продвинулась далеко к югу, достигнув Южно-Каспийской впадины. Самуро-Песчаномысская зона явилась своего рода топографическим барьером, который был прорезан долиной реки. Ее ширина достигла 60 км. В центральной части фиксируется каньонообразный врез глубиной 200–600 м и шириной от 5 до 15 км. Он прослеживается на протяжении почти 200 км [9].

В позднем плиоцене в пределах Среднего Каспия восстанавливаются морские условия. Глубокие некомпенсированные котловины представляли собой естественные седиментационные ловушки. Интенсивное накопление осадочных толщ отмечается в северо-западной части бассейна. Здесь сформировались мощные косонаслоенные серии боково-

го наращивания, имеющие форму гигантских линз. К концу четвертичного периода произошла компенсация Терско-Каспийского прогиба. Территория Среднекаспийской котловины, где современные батиметрические отметки достигают 800 м, по-прежнему характеризовалась некомпенсированным режимом развития. В ее центральной части накапливались субгоризонтальные осадочные толщи небольшой мощности, а на бортах — клиноформные серии. Периодически, очевидно, в моменты перекомпенсации Терско-Каспийского прогиба в пределы котловины в виде мутьевых потоков осуществлялся сброс избыточного материала, образующего крупные языкообразные тела.

3. Южно-Каспийский бассейн

Южно-Каспийский бассейн в рельефе дна отделен от Средне-Каспийского Апшеронским порогом, которому в структурном плане отвечает Апшероно-Прибалханская зона поднятий — соединительное звено между складчатыми системами Большого Кавказа и Копетдага.

Южно-Каспийский бассейн в широком понимании [11] включает не только морскую Южно-Каспийскую впадину, но и ее прибортовые зоны на суше — Апшероно-Кобыстанский периклинальный прогиб, Нижнекуринский межгорный прогиб, Западно-Туркменский и Предэльбурский прогибы. Глубина моря в центре впадины превышает 1 000 м. Мощность консолидированной земной коры в ее пределах сокращается до 15–20 км, а скорости продольных сейсмических волн, составляющие 6,5–7,0 км/с, позволяют относить эту кору к океанскому типу; ее подстилает мантия с граничной скоростью $V_T = 8,0–8,4$ км/с. Мощность осадочного слоя достигает во впадине экстремальной величины в 25 км, причем не менее 10 км приходится на плиоцен-четвертичные отложения. Ниже в разрезе несомненно присутствие миоценовых и олигоценовых отложений, поскольку корни изобилирующих во впадине глиняных диапиров и грязевых вулканов, скорее всего, связаны с глинистой майкопской серией. Подстилающие образования могут иметь разный возраст и состав в разных частях впадины, поскольку со стороны суши в нее погружаются разные структурные элементы, а в своем окончательном виде впадина сложилась лишь в позднем миоцене.

Внутреннее строение Южно-Каспийской впадины неоднородно, и в нем можно выделить четыре сектора: западный, центральный, восточный и южный. Западный сектор совпадает с азербайджанским шельфом. В его пределы продолжаются антиклинальные зоны Апшероно-Кобыстанского и Нижнекуринского прогибов, образующие здесь расходящийся к юго-востоку пучок цепочек брахи-антиклиналей с диапировыми ядрами и грязевыми вулканами, наиболее крупные и активные из которых выступают в виде островов Бакинского архипелага. Восточный сектор, которому отвечает туркменский шельф (Туркменская структурная терраса), построен иначе. Фундамент и все горизонты осадочного чехла здесь занимают повышенное положение по сравнению со смежными зонами. Поверхность фундамента, который носит, несомненно, континентальный характер, лежит на глубине 15–16 км. Складки пологие, неопределенных очертаний и разного простирания, мало нарушены разрывами и редко осложнены грязевыми вулканами. Центральный сектор занимает наиболее глубоководную часть впадины. Складки здесь имеют большую амплитуду и приобретают субдолготное или северо-северо-восточное простирание. В южном секторе оно становится субширотным, параллельным Эльбурсу, и он фактически сливается с Предэльбурским прогибом. На туркменском шельфе ему соответствует Чикишляр-Грязновулканическая зона субширотного простирания с линейными антиклинальными зонами, сильно осложненными разрывами. Мощность осадочного чехла вновь возрастает, достигая в Предэльбурском прогибе 20 и более километров.

Подробное рассмотрение структурных зон и элементов Южно-Каспийской впадины было сделано недавно коллективом авторов [11], поэтому здесь мы лишь коснемся некоторых аспектов проблемы происхождения и возраста этого уникального структурного объекта.

Меридионально ориентированная структура Каспийского мегабассейна начала складываться с позднего миоцена — 10 млн лет назад. Это связывают с началом активного дрейфа к северу отколовшейся от Африки Аравийской плиты, которая выступала в роли индентора, вдвигавшегося в цепи линейных структур Средиземноморского подвижного пояса. Роль другого индентора, расположенного по восточную сторону Каспия, стал играть Лутский блок, отколовшийся

от Центрально-Иранской микроплиты еще в позднем мелу и также продвигавшийся к северу. Под его напором возникла дуга Туркмено-Хорасанских гор с Копетдагом в северной части. Южно-Каспийская впадина оказалась зажатой между зонами влияния этих двух инденторов, отделившись от них сбрососдвигами: правым — Западно-Каспийским и левым — Восточно-Каспийским. Поскольку к этому времени впадина уже представляла собой глубоководный бассейн, она стала быстро заполняться обломочным материалом, сносившимся с обрамляющих ее складчатых сооружений. Этот процесс резко ускорился начиная с плиоцена (5 млн лет назад), когда скорость осадконакопления превысила 2 000 м/млн лет.

В течение олигоцена и миоцена в глубоководном бассейне Южного Каспия накапливались почти исключительно глинистые осадки. Именно с ними, и в первую очередь с майкопскими глинами, связаны проявления глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, обязанные развивавшемуся в них аномально высокому пластовому давлению, а также накопление больших масс органического вещества, ставшего исходным материалом для образования богатых залежей углеводородов в плиоценовых слоях. Очевидно, что консолидированная кора бассейна к началу олигоцена уже обладала свойствами, которые характеризуют ее в настоящее время.

Таким образом, если подошва олигоцена, лежащая на глубине 8–14 км, служит верхним возрастным пределом времени образования глубоководной впадины, то ее нижним пределом следует считать подошву юры, с которой ассоциируется завершение раннекемрийского тектогенеза. Он имел весьма существенное значение в истории региона, так как привел к образованию сплошного массива континентальной коры на пространстве от южной границы Восточно-Европейского кратона до океанского бассейна Мезотетиса в центральной части Малого Кавказа. Этот бассейн продолжался на юго-восток вдоль обрамления Талыша и южного края западного Эльбурса. В интервале от юры до эоцена включительно в области южных предгорий Большого Кавказа, Куринской впадины, северной части Малого Кавказа, Эльбурса и Талыша существовала система энсиалических вулканических дуг, возникших над наклоненной к северу зоной субдукции. Океанская литосфера Мезотетиса пододвига-

лась в ней под Закавказский микроконтинент, включавший теперь и Эльбурс с Талышом. Вслед за М. Берберяном, Л. П. Зоненшайном и К. Ле Пишоном можно предполагать, что именно в тылу вулканической дуги Малого Кавказа–Эльбурса мог проявиться рифтинг, а возможно, и спрединг, приведший к образованию Южно-Каспийской впадины. Это предположение подтверждается аналогией с Черноморской впадиной, возникшей в тылу вулканической дуги Понтида, на продолжении которой находится Эльбурс. Образование Южно-Каспийской впадины могло начаться в байосе, когда стала функционировать Малокавказская дуга — Кахетино-Вандамская зона. Учитывая, что ее возможное ответвление протягивалось вдоль предгорий Большого Кавказа, можно предполагать, что рифтинг ($\pm$ спрединг, см. далее) мог носить внутридуговой характер.

Примерно в это же время активно развивался окраинно-морской бассейн Большого Кавказа — Копетдага. Он возник в ранней юре (в синемюре) в результате рифтинга между Закавказским микроконтинентом и Евразией, включавшей к этому времени уже и Скифско-Туранскую платформу, и распространялся на северную часть будущей Южно-Каспийской впадины, которая могла быть частично унаследована от этого бассейна. Такая обстановка существовала до раннего сенона, когда на Малом Кавказе и в северо-западном Иране произошла коллизия Центрально-Иранского микроконтинента с южным краем Евразии, временно положившая конец господству растяжения в области будущего Южного Каспия и его западной периферии. Растяжение возобновилось в эоцене, но уже в существенно иной обстановке. После закрытия Мезотетиса в раннем сеноне роль основного и теперь единственного ствола Тетиса перешла к более южному бассейну (Неотетису), протянувшемуся вдоль Высокого Загроса. Его литосфера субдуцировалась к северу под Центральный Иран, где существовала вулканическая дуга. В ее тылу — в Эльбурсе, Талыше и на юге Малого Кавказа — проявился интенсивный щелочно-базальтовый вулканизм рифтогенной природы, свидетельствующий о наступлении новой фазы рифтинга в Южном Каспии.

Нельзя не отметить, что перечисленные процессы — субдукция, вулканизм и рифтинг — не затронули ни восточную половину Эльбурса, ни восточный борт и восточ-

ное обрамление Южного Каспия, начинающееся с Туркменского шельфа. Последний подстилается так называемым массивом Година — выступом континентальной коры, которая, согласно некоторым предположениям, перекрывается осадками палеогена. Ее западным ограничением служит крупный разлом, отделяющий центральную часть Южно-Каспийской впадины от погребенного массива Година, в пределах которого приподнятое континентальное основание не подверглось существенной деструкции. Рифтинг, приведший к образованию Южно-Каспийской впадины, не распространился за пределы ее естественного ограничения. Здесь не известно никаких проявлений послетриасового магматизма, осадки носят исключительно эпиконтинентальный характер и даже на севере, в Копетдаге, отсутствует юрско-эоценовый флиш, широко развитый на Большом Кавказе. Важно, что и офиолитовый пояс Малого Кавказа — Иранского Карадага не прослеживается в восточном направлении, что может указывать на вырождение Мезотетиса в этой области.

Сейсмические скорости в кровле консолидированной коры Южно-Каспийской впадины отвечают скоростям в кровле океанской коры, повышенная мощность (15–20 км) отличает эту кору от типично океанской. Известно, впрочем, что кора Карибского моря достигает примерно тех же значений. Они характерны для блоков океанской коры, возникших в ходе как обычного спрединга, так и плюмового магматизма. Поэтому можно предположить, что консолидированная кора Южного Каспия — это типичная океанская кора.

Но возможно и другое толкование. К настоящему времени на пассивных континентальных окраинах, особенно Атлантической, установлено развитие коры переходного типа, представляющей собой утоненную в процессе рифтинга континентальную кору, пронизанную дайками долеритов и нередко перекрытую покровами толеитов, близких, но не тождественных МОКВ. Полосы развития такой коры могут достигать 100–150 км в ширину, т.е. их удвоенная доспрединговая ширина могла составлять 200–300 км, что сопоставимо с поперечником Южно-Каспийской впадины. Кору подобного типа уместно называть субокеанской. Следовательно, консолидированная кора Южного Каспия может квалифицироваться либо как океанская, либо как субокеанская. Аналогичная дилемма касается

и природы консолидированной коры, подстилающей Восточно-Черноморскую впадину, и коры в основании юрско-эоценового окраинного морского бассейна Большого Кавказа.

В современную эпоху сейсмическая активность отмечается по всей периферии Южно-Каспийской впадины, но особенно интенсивно — вдоль Апшеронского порога. Данные GPS [12] указывают на продолжающееся смещение Аравийской плиты и ее северной периферии в северо-восточном направлении со скоростью, достигающей 10–12 мм/год. По расположению очагов землетрясений в районе Апшеронского порога, где они фиксируются на глубине 110 км, уже довольно давно [13] было сделано предположение о существовании современной зоны субдукции Южно-Каспийской микроплиты. Это подтвердилось и более новыми данными [14]. Как показало Рачинское землетрясение 1991 г., намеченная зона субдукции продолжается вдоль южного склона Большого Кавказа. Предполагается, что она зародилась 5,5 млн лет назад, очевидно, в связи с началом активного смещения к северу Аравийской плиты. Не исключена, однако, и возможность активизации более древней зоны субдукции.

Подытоживая изложенное, можно сказать следующее:

- 1) Южно-Каспийская впадина подстилается корой океанского или субокеанского типа;
- 2) впадина возникла, скорее всего, в байосе в результате задугового рифтинга, возможно, перешедшего впоследствии в ограниченный спрединг;
- 3) после некоторого перерыва в сеноне-палеоцене этот процесс, по-видимому, возобновлялся в эоцене;
- 4) в олигоцене впадина вступила в пострифтовую стадию развития, в ходе которой, наряду с изостатическим погружением под весом осадков, она стала испытывать сжатие в меридиональном направлении и пододвигание под континентальную кору Средне-Каспийского бассейна, продолжающееся в современную эпоху.

Заключение

Проведенный анализ важнейших черт тектоники дна Каспийского моря позволяет заключить, что между тремя каспийскими нефтегазоносными бассейнами наблюдается гораздо больше различий, чем сходства.

Сходство, по существу, ограничивается чертами, которые свойственны всем нефтегазоносным бассейнам — большая мощность осадков и рифтогенное происхождение за счет деструкции континентальной коры. Их, естественно, объединяет также принадлежность к одному глобальному Баренцево-Каспийскому поясу нефтегазоносности, но это объединение произошло лишь на заключительном этапе развития бассейнов, которое до этого шло довольно автономно. Их связывает еще и наличие межбассейновых поднятий — Карпинско-Бузачинского между Северо-Каспийским и Средне-Каспийским бассейнами и Апшероно-Прибалханского между Средне- и Южно-Каспийским. Эти поднятия питались углеводородами за счет смежных бассейнов и оказались достаточно богатыми ими, особенно Апшеронский порог.

Различия между бассейнами касаются возраста фундамента, времени заложения, степени деструкции коры, стратиграфического объема осадочного выполнения, диапазона нефтегазоносного разреза, возраста нефтегазоматеринских толщ, особенностями внутренней структуры и таких геофизических параметров, как мощность коры и литосферы, величина теплового потока, сейсмичность. Особенно важно подчеркнуть различия в степени деструкции континентальной коры. Она была минимальной в Средне-Каспийском бассейне и максимальной в Южно-Каспийском. С этим в определенной степени коррелирует мощность осадочного выполнения и объем запасов углеводородного сырья, а сама степень деструкции — с активностью глубинных процессов, влиянием субдукции и мантийного диапиризма (апвеллинга астеносферы) на начальной стадии развития бассейна.

Литература

1. Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Циммер В. А. Строение земной коры Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1975. № 11. С. 93–101.
2. Волчегурский Л. Ф., Владимирова Т. В., Капустин И. Н., Натапов Л. М. Эволюция Прикаспийской впадины в среднем-позднем палеозое // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 44–49.
3. Попков В. И., Калинин М. И., Сейфуллин Ш. М. Глубинное строение Северного Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 409–412.
4. Попков В. И. Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГиРИ, 1992. 148 с.
5. Попков В. И., Япаскурт О. В., Демидов А. А. Порода фундамента юго-запада Туранской плиты // Сов. геология. 1985. № 9. С. 106–113.
6. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
7. Летавин А. И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 152 с.
8. Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднеэоценовый вулканоплутонический комплекс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1190–1192.
9. Гаджиев А. Н., Попков В. И. Новые данные по геологии Среднего Каспия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 682–685.
10. Гаджиев А. Н., Попков В. И. Особенности строения осадочного чехла Среднего Каспия // Геотектоника. 1988. № 6. С. 116–128.
11. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. (В. Е. Хаин, Н. А. Богданов — гл. ред.). М.: Научный мир, 2003. 160 с.
12. Гулиев И. С., Кадиров Ф. А., Рейминдджер Р. Э., Мамедов А. Р. Активная тектоника Азербайджана по геодезическим, гравиметрическим и сейсмическим данным // ДАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 812–815.
13. Халилов Э. Н., Мехтиева Ш. Ф., Хаин В. Е. О некоторых особенностях геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника. 1987. № 2. С. 54–60.
14. Халилов Э. Н. Новые данные о наличии зоны Бенъофа в Кавказско-Каспийском регионе // ДАН (в печати).

Статья поступила 4 марта 2003 г.

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Кубанский государственный университет

© Хаин В. Е., Богданов Н. А., Попков В. И., Чехович П. А., 2004