

ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

П.З.Мамедов

*Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия
AZ 1010, Баку, просп. Азадлыг, 20*

В статье рассматриваются особенности земной коры Южно-Каспийской впадины в свете новых геофизических данных. Составлены двумерные сейсмостратиграфические модели земной коры по материалам сверхглубинной сейсмометрии в модификации ОГТ (СГ-ОГТ) и ГСЗ, которые сопоставлены с томографическими и плотностными моделями. Показана высокая эффективность СГ-ОГТ при изучении консолидированной коры и базальных толщ осадочного чехла. Выявлены концептуально важные особенности КК и обоснована необходимость составления единой пространственно-временной схемы (историко-геологической модели) по представительной сети сейсмических наблюдений.

На базе высоконформативных данных СГ-ОГТ и сейсмостратиграфических моделей с учетом ряда геолого-геофизических критериев обсуждаются особенности субдукционной модели погружения консолидированной коры впадины под эпигерцинскую платформу в области Абшерон-Прибалханской складчатой зоны, которая является одной из составляющих плейтектонической модели эволюции региона.

Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) является наиболее глубокопогруженной тектонической впадиной мира. Она, как и другие впадины внутренних морей Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП), сформировалась после закрытия окраинного моря и столкновения литосферных плит типа континент – дуга (микроконтинент) (Кучерук, 1990; Мамедов, 1991). До приобретения современных структурных форм и размеров ЮКВ и ее центриклинали – межгорные Куринская и Западно-Туркменская впадины – пережили сложную историю тектонического развития (Зоненшайн и др., 1990; Mamedov et al., 1997; Rustamov et al., 2000; Golonka, 2000).

Одной из важнейших проблем геологии ЮКВ остается выяснение структуры и типа ее земной коры. Традиционно в земной коре впадины выделяли два генетически и вещественно разнородных этажа, а именно: осадочный чехол (ОЧ) и консолидированную кору (КК), именуемую часто метаморфическим или кристаллическим фундаментом, субстратом, цоколем. В последнее время делаются попытки выделить еще один этаж, а именно: подкоровую мантию до астеносферы, которая вместе с ОЧ и КК составляет литосферу.

Важными границами в земной коре впадины являются кровля и подошва КК, т.е.

поверхность фундамента (Φ) и поверхность Мохоровичча (М). Необходимость их выявления и трассирования определяется прежде всего тем, что обе эти поверхности соответствуют геодинамическим границам. Их положения в разрезе маркируют время начала и конца геологических процессов, при которых была сформирована КК, и поэтому выдерживаются на определенном стратиграфическом уровне. Поверхность М определяет время начала формирования земной коры новой генерации, которая образовалась в результате рифтинга и раскрытия в среднеюрское время Большекавказского окраинного моря (БК ОМ), остатком которого является изучаемая впадина. Стратиграфический уровень поверхности Φ отвечает времени завершения в бассейне активных магматических, метаморфических и тектонических процессов, приводящих к формированию КК океанического типа.

Другими чрезвычайно важными параметрами КК являются ее генетический тип, мощность и структура, с ними связаны амплитуда и скорость тектонического прогибания и, следовательно, мощность осадочного чехла и скорость осадконакопления. Изучение этих параметров необходимо также и для выявления благоприятных зон дегазации земли и подъема глубинных флюидов, где происходит

подогрев органики и «приготовление» углеводородов. Такие зоны, как правило, сосредоточены в геодинамически напряженных, сильно деформированных и прогретых областях растяжения и разламывания КК, столкновения и дивергенции плит (области спрединга, рифтогенеза, субдукции и обдукции плит) (Perrodon, 1985; Кучерук, 1990 и др.).

Длительное время основным и единственным источником информации о КК впадины служили материалы ГСЗ, полученные в конце 50-х годов прошлого века (Аксенович и др., 1962). Большинство из 11 профилей были отработаны в переходной зоне от Среднего в Южный Каспий и в Приабшеронской акватории. Только два профиля (ГСЗ – 1 и ГСЗ – 9) пересекли среднюю часть Южного Каспия до иранских вод. По встречным системам гидографов преломленных волн было установлено, что граничные скорости в кровле и подошве КК очень высокие (6,4-6,7 км/с и 7,2-7,7 км/с соответственно), что типично для «базальтового» слоя. На скоростных моделях ГСЗ относительно надежно было определено положение кровли КК. Положение же раздела Мохо удалось установить на отдельных профилях и то фрагментарно. Оказалось, что КК в западной части ЮКВ тонкая (8-10 км) и она опущена на большие глубины (ниже 22 км). Мощность осадочного чехла в ЮКВ оказалась сравнимой с толщиной КК в прилегающей Скифско-Туранской платформе. Эти данные свидетельствовали об аномальной структуре коры ЮКВ. КК впадины первыми исследователями материалов ГСЗ относилась к коре (суб)океанического типа (Аксенович и др., 1962; Косминская, 1968; и др.), и в тектоническую карту юга СССР (1975) Южный Каспий включался как область отсутствия «гранитного» слоя коры.

Вывод о субокеаническом типе КК в ЮКВ, безусловно, имел большое научное значение. Он правильно был оценен и принят на вооружение большинством исследователей, занимающихся изучением глубинного строения и эволюции региона. В ряде опубликованных в 1970-80 годах работ глубоководные впадины Южного Каспия и Черного моря рассматривались как реликты БК ОМ на активной окраине океана Мезотетис (Адамия и

др., 1974; Зоненшайн и др., 1990, Гамкрелидзе, 1989; и др.) либо ранне-мезозойского океана Тетис (Амурский и др., 1968). Формирование и эволюция впадин, а также окаймляющих их горных сооружений в центральной части АГПП трактовались с позиции тектоники литосферных плит (ТЛП).

В 1980 годы анализ материалов ГСЗ показал, что из них извлечена неполная информация. Поэтому материалы двух профилей 1 и 9 были переинтерпретированы с использованием вычислительной техники, и были составлены новые уточненные модели (Баранова и др., 1990). По ним сделан вывод о том, что граница Мохо под впадиной образует мегасвод на глубинах 30-34 км. КК в большей части впадины тонкая – 6-8 км (рис.1). Ее верхняя часть характеризуется типичными для океанической коры (с мафическим составом пород) значениями гранитных скоростей $V_p=6,5-6,8$ км/с. В низах КК значения скоростей достигают 6,8-7,9 км/с, типичных для парагенеза основных и ультраосновных метаморфических пород. Границная скорость вдоль поверхности Мохо высокая: $V_{gr}=8,0$ км/с. В восточной части Южного Каспия КК несколько утолщена (до 12-14 км) за счет подъема здесь поверхности Ф к дневной поверхности. Здесь верхняя часть КК характеризуется «гранитными» скоростями ($V_p=5,9-6,2$ км/с). Получена также важная информация о скоростной модели осадочного чехла ЮКВ. Установлено, что осадочный чехол впадины в целом характеризуется аномально низкими средними скоростями продольных волн – $V_p<4,8$ км/с, тогда как во многих осадочных бассейнах (ОБ) уже на глубинах 5-7 км средние скорости более высокие – 5,5 км/с. Это свидетельствует о значительной пористости осадочного чехла.

Модели ГСЗ с четырьмя границами (две – в осадочном чехле, поверхность фундамента и граница Мохо), безусловно, являются грубой идеализацией неоднородной литосферы ЮКВ. Более того, из-за редкой сети профилей ГСЗ, косвенного характера полученной сейсмической информации (через гидографы) и низкой разрешающей способности этого метода на больших глубинах остаются проблемы неоднозначности составленных моделей.

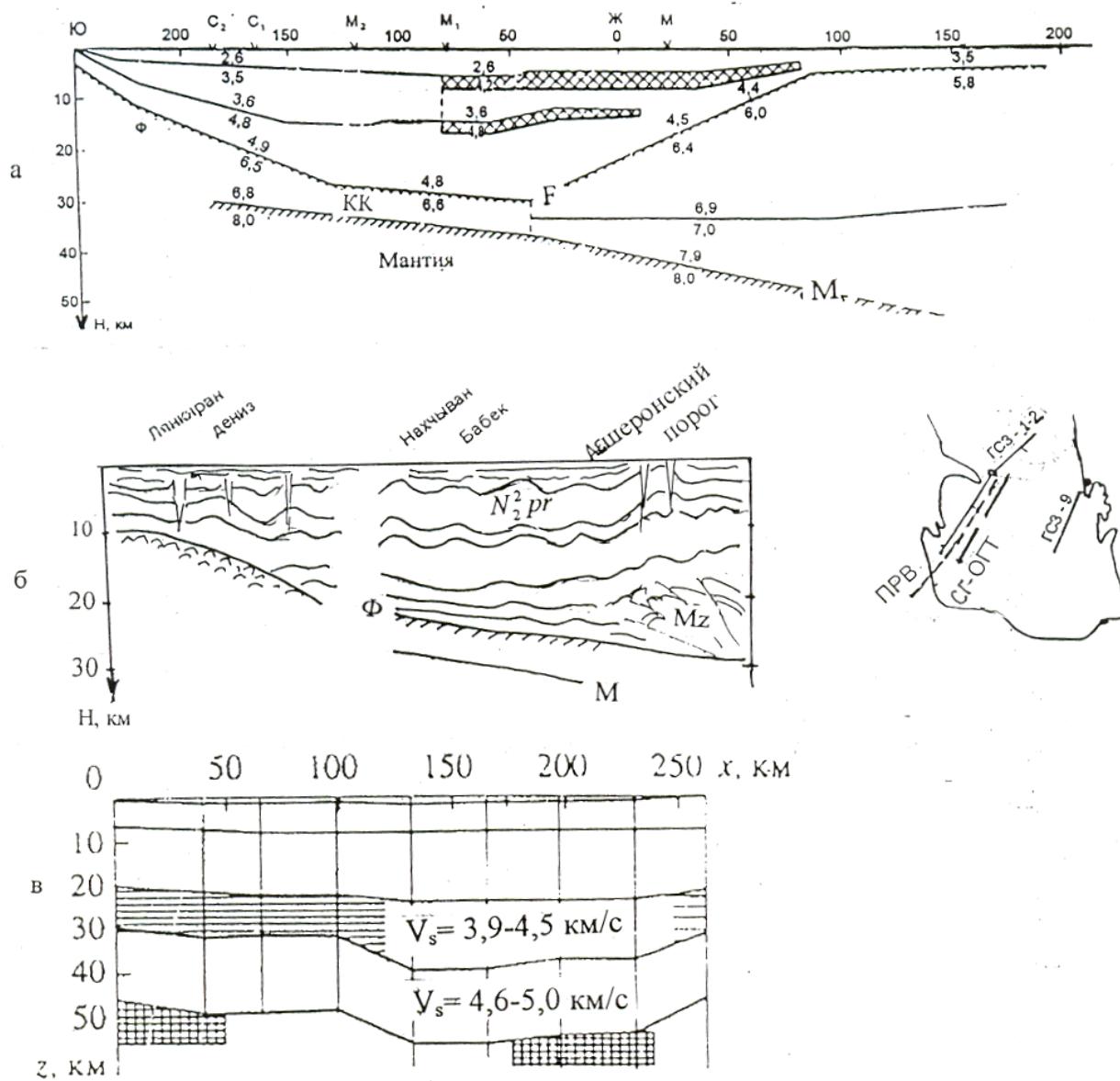


Рис. 1. Скоростная модель по профилю ГСЗ 1-2 (Баранова и др., 1990) (а) и сейсмотомографическая модель (Якобсон, 1997) (б)

В последние годы перспективы создания достоверных моделей в глубокопогруженных областях земной коры связываются с методами сейсмометрии с близвертикальными лучами. В Южном Каспии впервые в 1988 году был отработан региональный субширотный профиль Бяндован Окарем (Б-О) (~300 км) методом сверхглубинной сейсмометрии в модификации ОГТ (СГ – ОГТ) с 12-секундной разверткой записи. Разрез профиля осветил строение земной коры до 22 км. На сейсмическом разрезе мы впервые увидели поверх-

ность фундамента Ф в западной и восточной частях впадины, которая достаточно ярко выделялась по рубежам волновых полей. Она разделяла разрез на две антиподальные части. Выше нее протяженные, в основном субпараллельные отражения отображали строение осадочных толщ. Ниже наблюдалась прерывистая, штриховая запись, характерная для отраженных волн в областях развития метаморфических и магматических субстратов. В восточной части профиля по поверхности Ф выступ фундамента выделялся как реальная

геологическая структура сводово-блочного типа, залегающая на глубинах ниже 13-15 км.

Автор настоящей работы на основе разреза регионального профиля Б-О и разрезов профилей ОГТ, отработанных в Куринской и Западно-Туркменской впадинах, с привлечением данных ГСЗ составил сводный сейсмостратиграфический разрез (протяженностью ~ 560 км), отображающий строение КК и осадочного чехла (рис.2а). Этот разрез в качестве модели земной коры Южно-Каспийской области прогибания широко используется нефтяными компаниями и исследовательскими центрами для решения ряда задач геологии и нефтегазоносности ЮКВ (Lerch et al., 1997; Tagiyev et al., 1997; Brunet et al., 2003; 2005; Guliyev et al., 2003 и др.).

Начиная с 1996 года, методом СГ – ОГТ на Каспии трестом КМНГР и СП «Caspian Geophysical» отработано несколько профилей с временной разверткой 16-20 с. Разрезы этих профилей дают прямую и объективную информацию о земной коре до глубин 40-50 км, которая недоступна ни одному другому методу. В силу «закрытости» материалов сверхглубинной сейсмики, выполненной по заказу иностранных нефтяных компаний, азербайджанские исследователи не имеют возможности использовать их в полной мере для решения круга проблем геологии и геофизики ЮКВ. В последние годы временные и глубинные разрезы некоторых из профилей СГ – ОГТ иллюстрируются в отчетах международных проектов и публикациях, демонстрируются на научных конференциях. Ознакомление с сейсмическими разрезами СГ – ОГТ убедило автора, что на большинстве из них поверхности Ф и М (кровля и подошва КК) более или менее уверенно отбиваются по особенностям волновых полей и прослеживаются путем групповой корреляции отражений. Граница чехол-фундамент на 13 с (26-28 км) выделяется в виде высокоамплитудной секции прерывистых субпараллельных отражений (рис.3). Ниже 15-17 с (34-40 км) выделяется полоса скопления очень слабых низкочастотных и прерывистых осей синфазности. Эта часть разреза известна как зона «рефлективити» (Павленкова, 1996), по нижней кромке которой можно трассировать поверхность Мохо. На разрезах профилей СГ – ОГТ в западной части впадины КК имеет мощность 6-8 км, что с учетом высоких значений

скоростей в ней ($V_p > 6,5-7,8$ км/с) подтверждает выводы ГСЗ о ее океаническом типе. В пределах КК выделяются отдельные «мутные» зоны (блоки), которые сменяются относительно «прозрачными» зонами. Такая сейсмическая контрастность отображает гетерогенную структуру КК, которая, по-видимому, связана с ее блочным строением и пестрым вещественным составом. Отображение неоднородностей в волновом поле в несколько расплывчатой форме обусловлено соотношением их размеров и размеров диска Френеля. По нашим расчетам, в земной коре ЮКВ ниже 25 км неоднородности КК с диаметром меньше 5-8 км и высотой 1-3 км не могут быть отражены четко на волновом поле, а неоднородности, размеры которых превосходят эти цифры, могут обусловить «штриховое» поле отраженных волн.

В районе Абшеронского порога (АП) на временных разрезах над КК наблюдается вздутие вверх сильно деформированных базальных (мезозой-палеогеновых) толщ осадочного чехла (рис.3). Такая структура осадочных образований присуща аккреционным призмам над субдуктируемыми плитами. Временной разрез (рис.3б) трансформирован в глубинный разрез, на котором КК в центре ЮКВ залегает на глубинах 23-25 км, плавно погружается в северном направлении и в районе АП достигает глубины 30-32 км. На основе глубинного разреза (рис.3б) с привлечением данных методов ОГТ и ГСЗ в Среднем Каспии, а также данных о тектонике Центрального Эльбурса (Nazari, 2006) нами составлен региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу длиною 520 км (рис.4). На этом разрезе хорошо отображен характер сочленения земной коры ЮКВ с континентальными блоками с юга и севера.

Погружение КК в районе Абшеронского порога наблюдается также на разрезе профиля Абшерон – 1 (длиною 70 км), отработанного по проекту “Caspian seis” (рис.3а). В работе (Knapp et al., 2004) погружение КК в северном направлении с учетом данных о гипоцентрах сильных ($M > 5$) землетрясений трактуется в рамках субдукционной модели (рис.5б). К аналогичному выводу пришел М.Аллен с соавторами (Allen et al., 2002) по данным сейсмотомографии и гравиметрии.

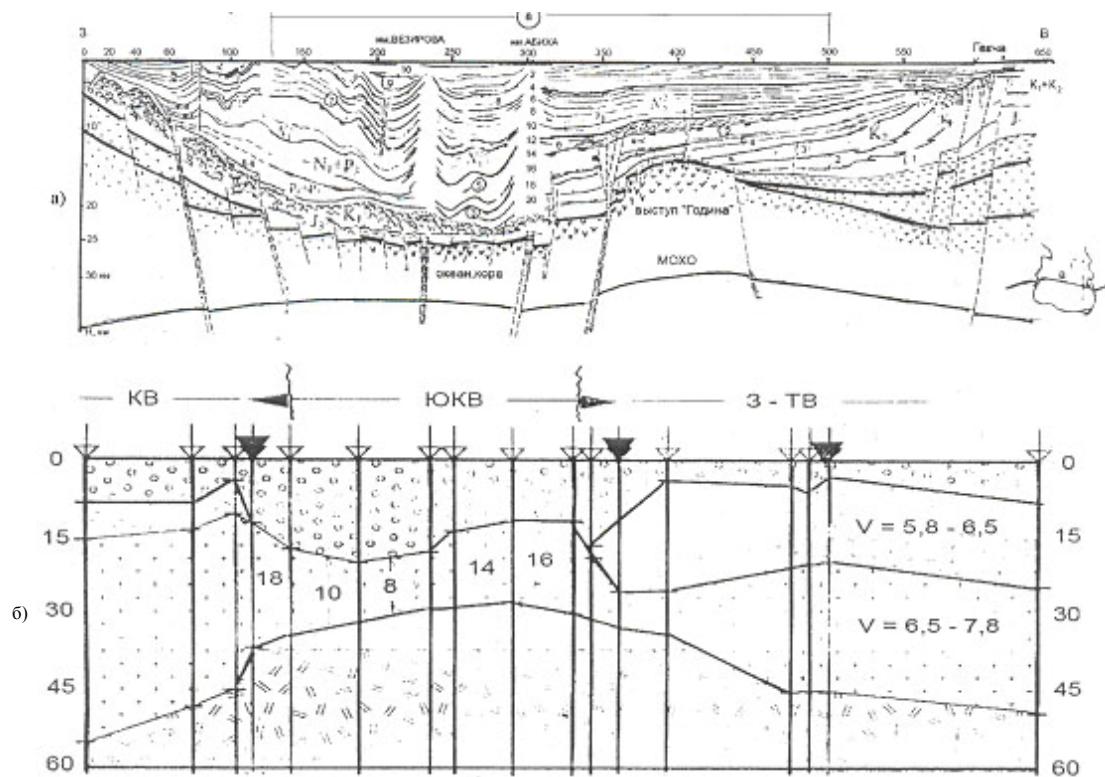


Рис. 2. Региональный сейсмостратиграфический разрез по субширотному геотраверсу (Мамедов, 1991; Mamedov, 1994) (а) и разрез литосферы, составленный по методу RFA (Mangino and Priestley, 1998) (б)

Сейсмические разрезы СГ-ОГТ являются первыми наглядными документами, на которых выделяются кровля и подошва консолидированный коры ЮКВ. На временных разрезах почти всех профилей субмеридионального направления наблюдается плавное погружение КК в северном направлении. Поним получена достоверная информация как о гетерогенной (блочной) структуре КК, так и о мощностях и структуре разновозрастных седиментационных комплексов.

Океанический тип КК подтверждается также данными сейсмической томографии, (Якобсон, 2000) путем просвечивания земной коры рэлеевской волной (ПРВ), приходящей от землетрясений. В томографической модели выделяются три слоя в осадочном чехле и слой, относящийся к фундаменту, т.е. КК (рис.1б). Фундамент характеризуется в основном «базальтовыми» ($V_s \geq 3,9-4,5$ км/с) скоростями поперечных волн. На юге ЮКВ выявлены две зоны с $V_s \geq 4,6$ км/с, которые характерны для мантийного вещества. На основе этих данных сделан вывод о том, что в боль-

шей части Южного Каспия осадочный чехол подстилается базальтовым субстратом, который местами прорван мантийным веществом. Сейсмомографией подтверждаются выводы ГСЗ и СГ – ОГТ о наличии в восточной части впадины приподнятого (до 12-14 км) блока КК, верхняя часть которого характеризуется «гранитными» скоростями ($V_s \leq 3,9$ км/с).

Известна также модель литосферы Южно-Каспийского региона по широтному профилю по данным функционального анализа волн от землетрясений методом RFA – Receiver function analysis (Jackson et al. 2001; Mangino and Priestley, 1998). Эта модель с 2 – 3 границами в общих чертах соответствует составленной нами модели (рис.2б), уступая ей в детальности освещения структуры земной коры. Модель RFA подтверждает выводы о: 1) большой мощности (более 25 км) осадочного чехла; 2) наличии тонкой (до 6-8 км) КК под осадочным чехлом в западной части ЮОКВ; 3) наличии приподнятого блока КК переходного типа (мощностью 10-15 км) в восточной части впадины.

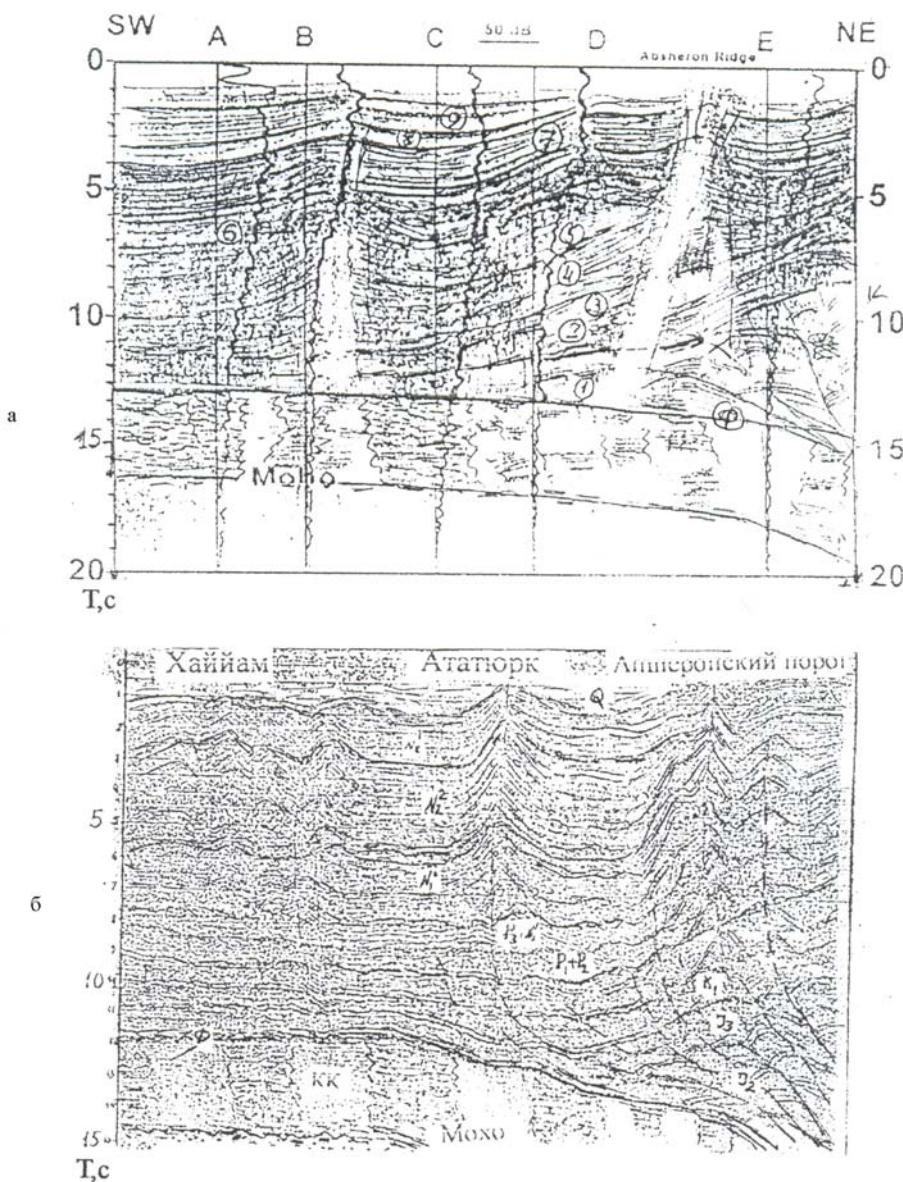


Рис. 3. Сейсмические временные разрезы профиля Абшерон-1 (а) (Knapp et al., 2004) и меридионального профиля (б) в интерпретации П.З.Мамедова

Очень мало информации о геофизических параметрах и вещественном составе нижнего этажа литосферы – подкоровой мантии. Некоторые сведения о ней дают методы ГСЗ и сейсмотомографии. Границная скорость преломленной (или рефрагированной) волны вдоль (или ниже) границы Мохо характеризует упругие свойства верхней части мантии. Скорость здесь изменчива, меняется в пределах 7,9-8,3 км/с, что свидетельствует о неоднородном составе субстрата подкоровой мантии под ЮКВ. Ряд исследователей склонен связывать очень высокие граничные ско-

рости под КК с ультраосновными породами типа: перidotита, пироксена, пиролита, эклогита и т.д. Однако попытки отнести различные ультраосновные породы к верхнемантийному субстрату являются весьма дискуссионными, поскольку при экспериментах значения скорости продольной волны в указанных породах оказались не более 7,2 км/с (Кунин, 1989). Вместе с тем по данным методов ПРВ и RFA в пределах верхнемантийной толщи литосферы ЮКВ выделяется волновод, то есть слой пониженной скорости ($V_s=2,4-2,9$ км/с), который идентифицируется с астеносферой.

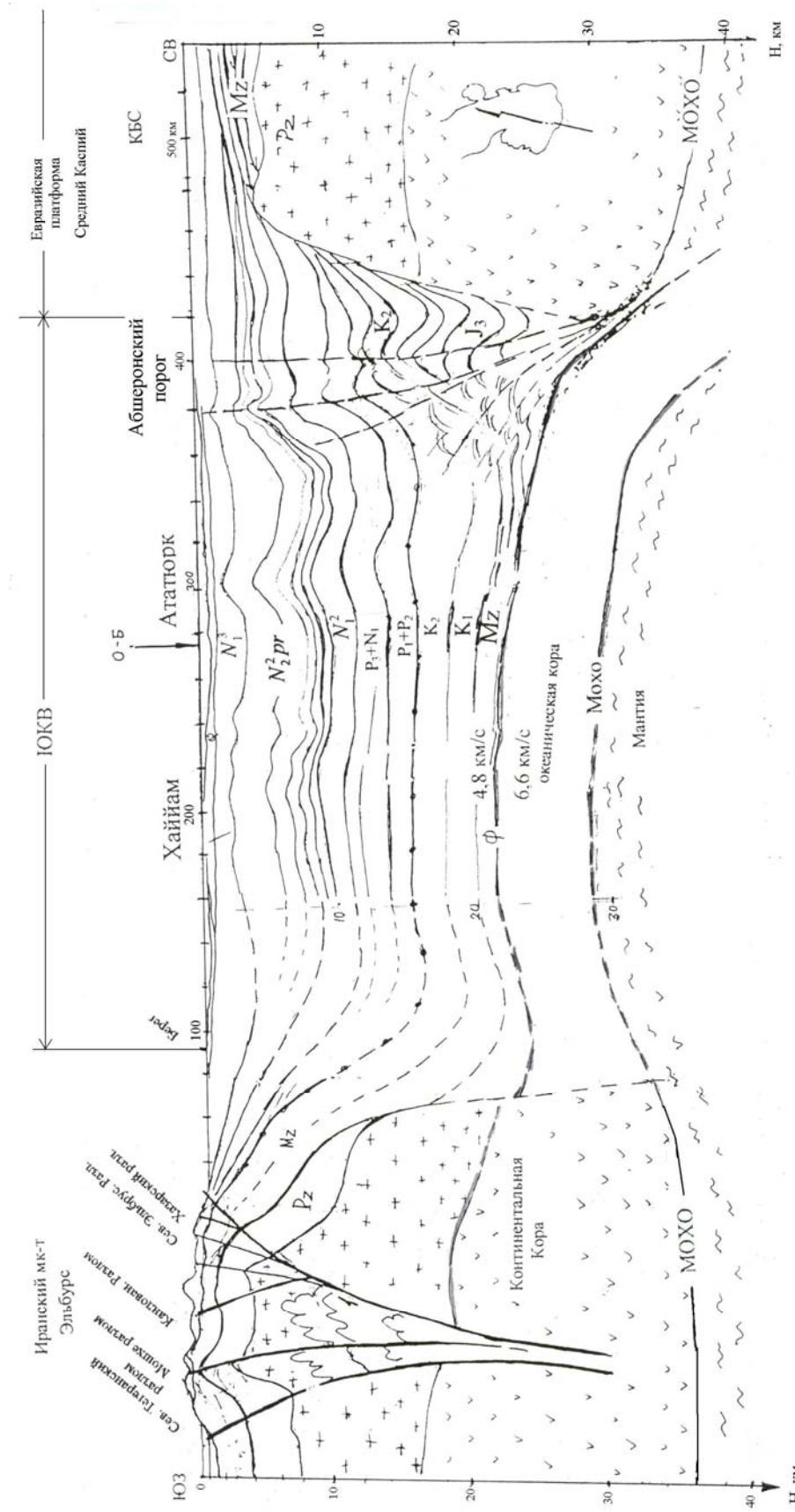


Рис. 4. Региональный разрез земной коры по субмеридиональному географерсу через Центральный Эльбурз, ЮКВ и Средний Каспий (составил П.З.Мамедов)

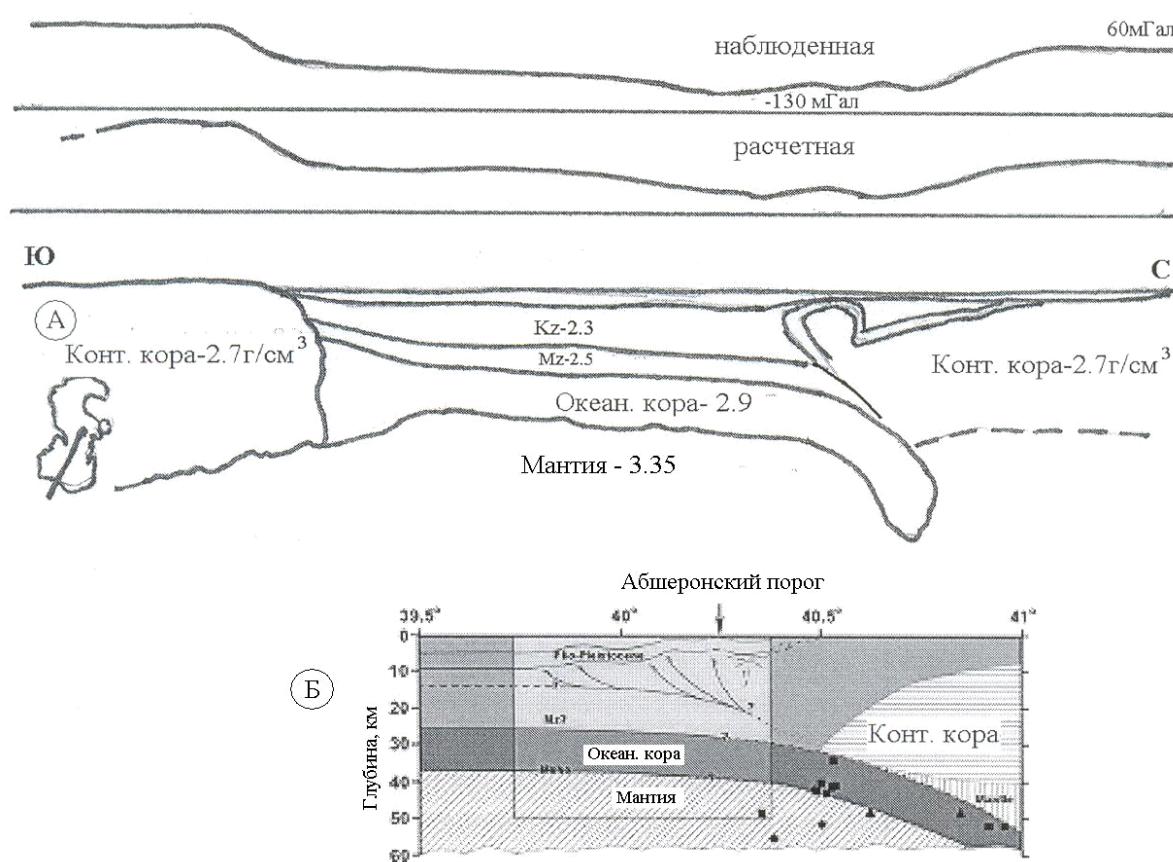


Рис. 5. Модели литосферы Южного Каспия, составленные: А – по данным спутниковых гравиметрических наблюдений (Granath et al., 2000), В – по данным сверхглубинной сейсмики и сейсмогеологии (гипоцентров землетрясений) (Knapp et al., 2004)

Волновод наиболее выражен в районе Бакинского архипелага и к юго-востоку от него. К области подъема волновода приурочены относительно низкие значения скоростей в юрско-меловом и палеоген-миоценовом осадочных комплексах. Здесь же располагается большинство выявленных в регионе подводных грязевых вулканов. В указанном районе Каспия установлена также положительная корреляция значений скоростей волн V_s в верхней мантии со значениями теплового потока и расчетными значениями температуры в подошве земной коры (Родкин, 1993).

Изучение энергии сейсмических волн показало, что при прохождении через кору ЮКВ они сильно поглощаются (Knapp et al., 2004). Резкое затухание сейсмической волны происходит на уровне кровли КК, и почти полное – ниже поверхности М (рис.3а, графики А, В,...Е). Аномальное поглощение

волн в коре ЮКВ может быть связано с повышенным содержанием в ней водного флюида, источником которого, возможно, является волновод (т.е. астеносферный слой) в верхней мантии. На основании приуроченности развития грязевого вулканизма к области подъема волновода в западной части ЮКВ можно предположить, что флюиды из волновода частично отжимаются вверх и местами прорывают вышележащие слои земной коры. Это предположение пока что не подкреплено результатами анализа грязевулканической брекции. Нахождение в составе брекции (помимо остатков меловых и палеогеновых пород) включений пород кристаллического фундамента являлось бы решающим аргументом в пользу такого предположения. Таких компонентов в составе грязевулканической брекции пока не обнаружено, хотя на сейсморазрезах под некоторыми из грязевых

вулканов в Южном Каспии хорошо видны их «корни» – субвертикальные каналы, доходящие до фундамента и глубже (Мамедов, 1991; Мамедов и Гулиев, 2003).

При исследовании природы нижних слоев литосферы ЮКВ используются также особенности гравитационного поля. Известны карты гравитационного поля в редукции Фая, созданные путем использования альтиметрических данных от спутников Seasat, Geocat, ERS -1, ERS-2, а также гравиметрические модели литосферы ЮКВ с использованием самоконтролирующей программы LCT-2D Software (Sandwell and Smith, 1997).

Спутниковые гравитационные наблюдения над ЮКВ и прилегающей сушей (с учетом поправок на высоту) показали резкое уменьшение силы тяжести от Эльбурса до Южного берега Каспия. В западной части ЮКВ сила тяжести характеризуется слабыми отрицательными аномалиями (-10, -15 мГал). Крупная негативная линейная аномалия (до -130 мГал) наблюдается в зоне сопряжения впадины с платформой, где глубина моря незначительная (20-100 м) и топография дна пологая. Большая негативная аномалия не была бы неожиданной и для западно-центральной части ЮКВ, где под водным слоем (около 1 км) и мощным (25-27 км) осадочным чехлом залегает тонкая и жесткая КК. Однако там она очень слабая, близкая к нормальной. Значит, большая отрицательная аномалия скомпенсирована действием уплотненных масс в области мантийного свода, который в настоящее время поддерживает изостатическую обстановку в зоне контакта кора – мантия, обеспечивая тем самым необычную стабильность коры в центре ЮКВ.

На плотностной модели земной коры ЮКВ по меридиональному профилю (рис.5а), составленной Гранатом с соавторами (Granath et al., 2000), отрицательная аномалия фиксируется над зоной субдукции КК впадины, где поверхность Мохо углубляется до 60-70 км, создавая дефицит плотного мантийного вещества. Подобные отрицательные аномалии характерны для желобов в зонах субдукции океанической коры на активных окраинах современных океанов и в задуговых морях. Альтернативная модель в виде

взброса и поддвига коры с северным наклоном плоскости сбрасывателя тоже обеспечивала бы дефицит плотных масс, но дала бы относительно меньшую отрицательную аномалию. Однако в пользу субдукционной модели работают такие дополнительные факторы, как наличие сильнодеформированного осадочного клина (аккреционной призмы) над КК в районе погружения последней на большую глубину, а также высокая региональная сейсмичность с глубокими (до 60-75 км) гипоцентрами в северной от АП области. Эта область характеризуется также повышенными значениями градиентов поля высот геоида, которые обычно наблюдаются в областях контакта различных по своему плотностному составу блоков литосферы. По мнению исследователей (Уйеда, 1971; Родкин, 1993; и др.), аналогичные по характеру аномалии градиентов маркируют современные зоны субдукции.

Таким образом, результаты исследования литосферы ЮКВ как классическими геофизическими методами (методы ГСЗ – КМПВ, ОГТ, гравиметрия), так и новыми методами (сейсмическая томография, ПРВ, RFA, спутниковая альтиметрия, флюидодинамическое моделирование) намного расширяют наши представления о геофизических параметрах и структурных особенностях нижних слоев литосферы.

Оценивая данную информацию по степени достоверности и репрезентативности, следует на первое место поставить сведения о мощности, структуре КК и структуре базальных осадочных толщ по данным СГ – ОГТ, которые оцениваются непосредственно по сейсмическим разрезам с достаточно высокой точностью. Очень ценные сведения по материалам ГСЗ о скоростной характеристике и мощности КК, которые позволяют судить о вещественном составе и типе коры, а также об аномально пористом состоянии осадочного чехла. Однако на моделях ГСЗ положения границ КК определяются с погрешностями. Данные сейсмической томографии и ее модификаций (ПРВ и RFA) дают сведения о параметрах коры и верхней мантии. К сожалению, они не всегда однозначно интерпретируемые, посколь-

ку для волн, приходящих от землетрясений (отличающихся как по силе, так и по глубине гипоцентров), не выдерживается главный принцип их корреляции – постоянство формы сейсмических колебаний. Это обстоятельство обуславливает условность проведения физических и реологических границ в низах литосферы.

Как видно, все эти сейсмические методы, хотя и базируются на единой теории распространения упругих колебаний, оперируют разными дедуктивными моделями, точнее, они отображают структуры среды разных рангов. Причем в ряду СГ – ОГТ, ГСЗ, ПРВ, RFA детальность и достоверность изучения структуры нижних толщ земной коры последовательно ухудшаются. К тому же, модели, составленные на основе данных методов ПРВ, RFA а также гравиметрии, являются упрощенными и эвристическими. Тем не менее, следует отметить полезность гравиметрических данных при обосновании изостатической обстановки земной коры в центре впадины и ее неуравновешенности в переходной зоне. Данные о глубинах и местоположении гипоцентров землетрясений (определеняемых, как правило, с погрешностями), могут быть использованы для разграничения литосферных плит в регионе.

Итак, материальное единство изучаемого объекта – земной коры ЮКВ является предпосылкой совместной интерпретации всей имеющейся информации. Современная геофизика располагает развитой методикой изучения закономерностей распределения физических параметров пород в земной коре и комплексирования данных различных методов. На основе известных моделей земной коры ЮКВ можно построить их инварианты, т.е. синтезировать модели, отображающие общие черты всех моделей. Естественно, что они должны строиться на основе наиболее достоверных данных СГ – ОГТ по представительной сети наблюдений и их обобщения в единую пространственно – временную схему – историко-геологическую модель. Имеющиеся материалы СГ – ОГТ по 3-5 профилям не достаточны для уверенного картирования поверхностей Ф и М. Обоснованием необходимости построения такой модели является

то, что отображаемые на сейсмических моделях геологические структуры и стратиграфическая последовательность разновозрастных осадочных комплексов обусловлены тектонической эволюцией региона.

Другим важным аспектом проблемы составления объективной модели земной коры ЮКВ (кроме степени достоверности, полученной разными методами информации) является гносеологический, т.е. чисто теоретическое, концептуальное познание ее (впадины) формирования. На базе дедуктивных моделей с фиксистских и мобилистических позиций известны различные суждения о формировании ЮКВ, о типе и строении ее коры. Однако анализ и обобщение особенностей полученных в последние годы геофизических материалов наводят на плейттектоническую их трактовку. Новые модели земной коры впадины подчеркивают две концептуально важные ее особенности. Во-первых, выяснено, что постулируемая фиксистами двухслойная «гранито-базальтовая» модель КК далека от реальной. В основании впадины лежит КК океанического типа, тем самым опровергается гипотеза о развитии впадины над «срединным массивом» древней консолидации. Во-вторых, установлено, что тонкая земная кора ЮКВ гетерогенна структурно, гравитационно и термально. Мощность КК изменчива, она плавно погружается в сторону платформы.

Как было отмечено выше, глубоководная впадина Южного Каспия является реликтом БК ОМ и пережила сложную историю развития, начинаяющуюся раскрытием задувового моря с океанической корой и заканчивающуюся столкновением плит, орогенезом и сокращением морского седиментационного бассейна.

Из схемы современной геодинамической обстановки и взаимоотношения литосферных плит (рис.6) видно, что Южно-Каспийская впадина вместе с центриклинальными прогибами находится между Закавказской, Талышской, Иранской плитами (микроконтинентами) и Евразией.

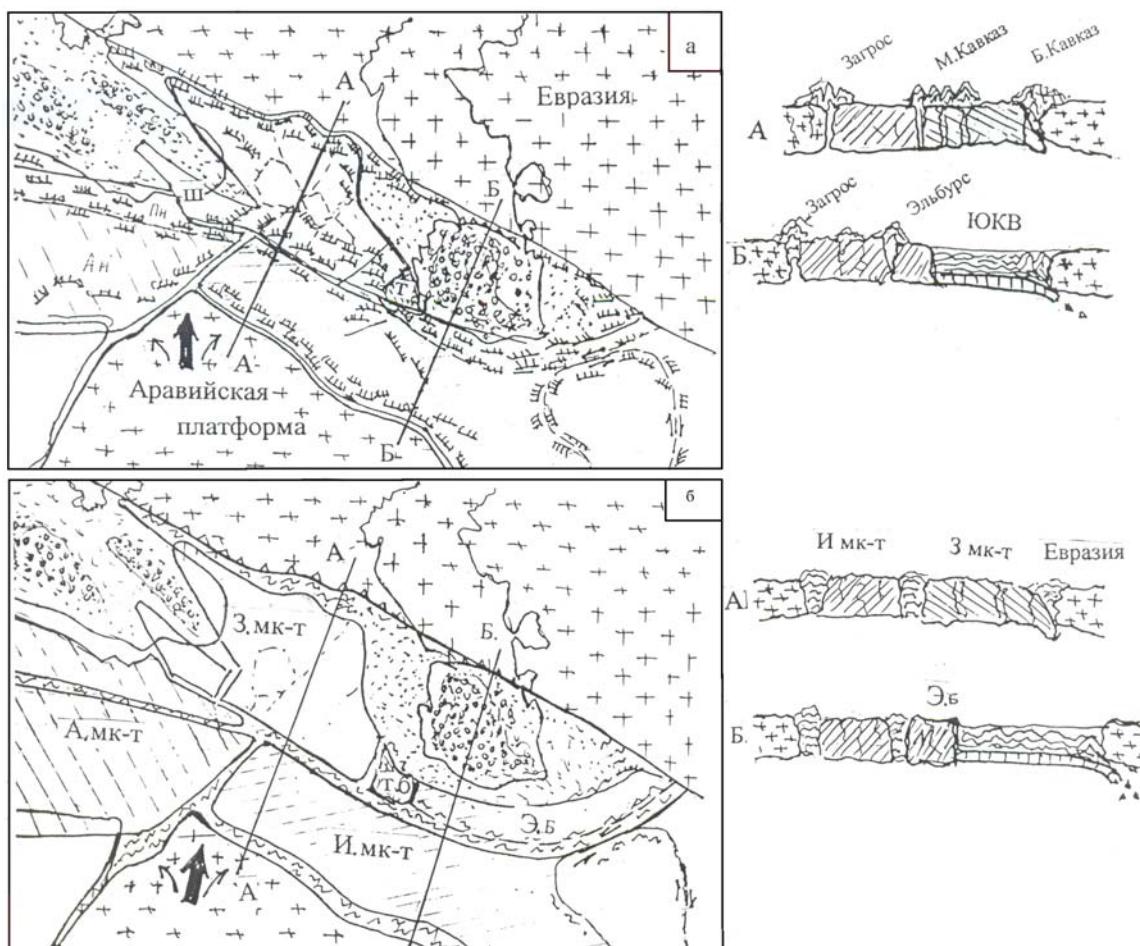


Рис. 6. Схема взаимоотношений литосферных плит региона (а) и двумерные модели эволюции литосфера ЮКВ и смежных областей (составил П.З.Мамедов)
а – 2,5 млн. лет – настоящее время; б – спр. миоцен (10-12 млн. лет)

Начиная с олигоцена, большая часть коры БК ОМ была уничтожена в процессе коллизии, субдукции и обдукции. В результате перемещения Закавказского, Анатолийского, Иранского микроконтинентов на север сокращались морские пространства (седиментационные бассейны) между ними и платформой, а после их столкновения друг с другом и Евразией образовались горные сооружения Большого и Малого Кавказа, Эльбурса, Копетдага, и Талыша. ЮКВ окончательно формировалась после миоценовой коллизии микроконтинентов с платформой. В сохранении фрагмента БК ОМ – глубоководной впадины Южного Каспия сыграла роль геометрия указанных микроконтинентов и их блоков (Куринский, Талышский, Эльбурнский блоки). Прижатый к платформе Закавказский микроконтинент сыграл роль буфера между ней и Анатолийским и Иранским

микроконтинентами (рис.6). Восточный фланг Иранского микроконтинента, столкнувшись с Туранской платформой, послужил своего рода «упором», затормозившим дальнейшее сокращение бассейна (Нариманов, 2003). Режим экстремального сжатия в регионе под давлением Аравийской платформы в среднем миоцене привел к интенсивному воздыманию и сближению сооружений Б.Кавказа и М.Кавказа, Талыша и Богровдага на западе ЮКВ (Аладаг-Белналуда) и Копетдага – на востоке, и следовательно, к развитию внутриконтинентальных зон субдукции.

Кавказско – Южно-Каспийский сегмент АГПП относится к долгоживущим зонам субдукции, где маркируются линии закрытия океана Мезотетис и БК ОМ. Внутриконтинентальные зоны субдукции, хорошо прослеживаются по данным региональной сейсмической томо-

графии (Лобковский, 1988; Хайн). Ряд исследователей (Nadirov, 1997; Зоненшайн и др., 1990; Rustamov et al., 2000 и др.) предполагают, что ЮКВ и ее центриклинальные прогибы являются местом развития и сочленения нескольких зон субдукции как палео-, так и новейших. По мнению В.Е.Хайна и М.Г.Ломизе (2005) и др., в области коллизии Закавказской и Евразийской плит на орогенном этапе возникла наклоненная к северу зона внутриплитной субдукции типа Амштутца. И.П.Гамкрелидзе (1989) отмечает, что зона субдукции под Кавказом сохраняет свою активность вплоть до четвертичного времени. В области Южного Каспия поглощалась значительная часть океанической коры Прото-Каспия (Зоненшайн и др., 1990). По-видимому, активная субдукция здесь имела место до позднего миоцена, т.е. до столкновения Закавказского и Иранского микроконтинентов с Евразией. После этого процесс субдукции несколько «тормозится». По мнению ряда исследователей, в Абшерон-Прибалханском районе он протекал очень медленно, в «неклассической» форме. Субдукция КК Южного Каспия под платформу нашла отображение на ряде схем и моделей, составленных по данным сейсмологии (Хайн, Ломизе, 2005) гравиметрии и сейсмотомографии (Allen et al., 2002), и палеогеографического анализа (Golonka, 2000). Из всех предлагаемых схем и моделей земной коры Южного Каспия только модели, составленные Knapp с соавторами (Knapp et al., 2000, 2004) и нами (Mamedov, 2003, 2005) (рис.4 и 5) обоснованы на фактических данных СГ – ОГТ, которые дают прямую и наглядную информацию о мощности и конфигурации КК и реальных геологических структурах в осадочном чехле. Установленные методом СГ – ОГТ особенности земной коры в зоне сопряжения ЮКВ с эпигерционской платформой, а именно: погружение КК в северном направлении и наличие аккреционной призмы над ней, с учетом дефицита плотных масс, глубокофокусных землетрясений, поперечных сдвиговых деформаций и линейной складчатости плиоценовой толщи в районе АПСЗ служат достаточно вескими аргументами для обоснования субдукции КК Южного Каспия под континентальную кору платформы. Предложенная субдукционная модель является одной из составляющих плейттектони-

ческой модели эволюции всего региона и ею же обусловлена.

Существенным фактором в пользу субдукционной модели является также открытие крупных многопластовых залежей УВ именно в структурах Абшерон-Прибалханской складчатой зоны. Выше мы отметили, что зоны субдукции являются геодинамически напряженными, сильно прогретыми областями разломования и столкновения плит и дегазации земли. Здесь происходят интенсивные сейсмические процессы, ведущие к образованию трещин, по которым глубинные флюиды поднимаются вверх, способствуя подогреву и «приготовлению» УВ. Следовательно, формирование линейной АПСЗ и нефтегазоносность большинства ее структур предопределены субдукционным процессом на этапе сжатия и экстремального сокращения осадочного бассейна.

Современная тектоническая активность в ЮКВ (диапризм, грязевой вулканализм, частые и сильные землетрясения на северном и южном бортах впадины, движения плит и блоков) по данным GPS свидетельствует о продолжении процессов сжатия во впадине. Она испытывает субмеридионально ориентированные сжимающие напряжения, реализующиеся на уровне КК коллизионными (на юге) и субдукционными (на севере) процессами. А на уровне осадочного чехла эти напряжения приводят к структуроформирующими процессам.

ЛИТЕРАТУРА

- АДАМИЯ, Ш.А., ГАМКРЕЛИДЗЕ, Н.П., ЗАХАРИАДЗЕ, Г.С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М.Б. 1974. Аджаро-триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. *Геотектоника*, 1, 78-93.
- АКСЕНОВИЧ, Г.И. и др. 1962. Глубокое сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, Москва, 152.
- БАРАНОВА, Е.П., КОСМИНСКАЯ, Н.П., ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1990. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию. *Геофизический журнал*, 12, 5, 60-67.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П. 1989. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса. В сб.: *Геодинамика Караказа*. Наука, Москва, 28-35.
- ЗОНЕНШАЙН, Л.П., КУЗЬМИН, М.И., НАТАНОВ, Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. Недра, Москва, 1- 335.
- КОСМИНСКАЯ, И.П. 1968. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. Наука, Москва, 227.

- КУНИН, Н.Я. 1989. Строение литосферы континентов и океанов. Недра, 286.
- КУЧЕРУК, Е.В. 1990. Эволюционно-геодинамический подход к осадочным бассейнам – основа успешного применения сейсмостратиграфического анализа при поисково-разведочных работах на нефть и газ. В кн.: *Сейсмостратиграфические исследования в СССР*. Наука, Москва, 161-177.
- ЛОБКОВСКИЙ, Л.И. 1988. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Наука, Москва, 251.
- МАМЕДОВ, П.З. 1991. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно-Каспийской мегавпадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат докторской диссертации, 50.
- МАМЕДОВ, П.З. 2003. Структура земной коры ЮКВ по данным СОГТ, сейсмотомографических и сейсмостратиграфических исследований. В сб.: *Пятьте геофизические чтения имени В.В. Фединского*, 26.
- МАМЕДОВ, П.З., ГУЛИЕВ, И.С. 2003. Субвертикальные геологические тела в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины. *Изв. НАН Азербайджана, Науки о Земле*, 3, 139-146.
- НАРИМАНОВ, Н.Р. 2003. Геодинамические аспекты формирования осадочного чехла ЮКБ. *Геология нефти и газа*, 6, 26-31.
- ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1996. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры. *Геодинамика*, 4, 11-19.
- РОДКИН, М.В. 1993. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. Москва, 189.
- ХАИН, В.Е., ЛОМИЗЕ, М.Г. 2005. Геотектоника с основами геодинамики. Изд. Университет, Москва, 560.
- ЯКОБСОН, А.Н. 2000. Литосфера южного Каспия. В кн.: *Томографическая модель*. 57-64.
- ALLEN, M., JONES, S., ISMAIL-ZADEH, A., SIMMONS, M., ANDERSON, L. 2002. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geological Society of America, Geology*; September 2002; 30, 9; 775-778.
- BRUNET, M.F., KOROTAEV, M.V., ERSHOV, A.V., NIKISHIN, A.M. 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary geology*, 156, 119-148.
- BRUINET, M.F., BARRIER, E., EBAN, S., MAMMADOV, P.Z. et al. 2005. Tectonic and subsidence evolutions of the South Caspian basin margins in Iran and Azerbaijan. Abstract book of the V International conference "Petroleum geology and hydrocarbon potential of Caspian and Black Seas region". Baku, 87-88.
- GOLONKA, J. W. 2000. Geodinamic evolution of the South Caspian Basin. AAPG's International Regional Conference, Istanbul, Turkey, 40-45.
- GRANATH, J.W., SOOFI, K.A., BAGANZ, O.W., BAGIROV, E. 2000. Gravity modeling and its implications to the tectonics of the South Caspian Basin. AAPG's International Regional Conference, Turkey, 46-50.
- GULIYEV, I.S., MAMEDOV, P.Z., FEYZULLAYEV, A.A. et al. 2003. Hydrocarbon systems of the South Caspian Basin. Baku.
- JACKSON, J.A., PRIESTLEY, E., ALLEN, M.B., BERBERIAN, M. 2001. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Central Asia project report*, 17, 45.
- KNAPP, J.H., DIACONESCU, C.C., CONNOR, J. 2000. Crustal-scale imaging of the Absheron Ridge (South Caspian Sea) revealed by deep seismic reflection profiling. AAPG's Inaugural Regional International Conference, Istanbul, Turkey, 153-154.
- KNAPP, C.C., KNAPP, J.H., CONNOR, J.A. 2004. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling. *Marine and Petroleum Geology*, 3-30.
- LERCHE, I., ALI-ZADE, A., GULIEV, I., BAGIROV, E., NADIROV, R., TAGIYEV, M. AND FEIZULLAEV, A. 1997. In: *South Caspian Basin: Stratigraphy, Geochemistry and Risk Analysis*, Nafta-Press, Baku, 430.
- MAMEDOV, P.Z. 1994. Revealing of prospective oil and gas deposits in the South Caspian megabasin by seismic stratigraphy. Proceedings of 10th Petroleum Congress of Turkey, 49-51.
- MAMEDOV, P.Z., STELING, C., KIECKEFOR, R. 1997. Tectonic History of the Southern Caspian Sea. *Bulletin AAPG*, 81/8, August, 110.
- MAMEDOV, P.Z. 2005. Model of the South Caspian megabasin on the basis of seismic investigation. Abstract book of the 67 conference EAGE. Madrid, Spain, 213-217.
- MANGINO, S., PRIESTLEY, K. 1998. The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophysical Journal International*, 133, 630-648.
- NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B., TAGIYEV, M.F. AND LERCHE, I. 1997. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep South Caspian Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 4, 383-400.
- NAZARI, H. Analise de la tectonic recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran, 2006. Thes doctoral, Montpellier.
- PERODON, A. 1985. Histoire des giandes decouvertes petrolieres. Paris, 254.
- RUSTAMOV, M.J., NARIMANOV, A.A., VELIEV, M.M. 2000. Geodinamic evolution of the South Caspian Basin. AAPG's Inangular regional International conference. Istanbul, Turkey, 48-50.
- SANDWELL, D.T., SMITH, W.H.F. 1997. Marine gravity anomaly derived from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Jour.geophysical research*, 102, B 5, 10039-10054.
- UYEDA, S. 1971. The new view of the Earth. San Francisco, 122.
- TAGIYEV, M.F., NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B. AND LERCHE, I. 1997. Geohistory, thermal history and hydrocarbon generation history of the north-west South Caspian basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 4, 363-382.
- ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.