

КОЛЛИЗИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА ПЕРСИДСКО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

М.И.Рустамов

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А
E-mail: rustamov-muxtar@rambler.ru*

Вступление Персидско-Кавказского сегмента в коллизионную геодинамическую эволюцию рассматривается в глобальном масштабе в связи с плюмтектоникой и диапиризмом разуплотненной мантии в недрах Земли. Коллизионный период расчлениется на мягкий раннеколлизионный, жесткий собственно коллизионный и хрупкий позднеколлизионный этапы, которые характеризуются различными индикаторными особенностями. В коллизионной обстановке принципиальное значение имеют дифференциация структурно-геодинамической полярности и обособление внутреннего магматического поля и внешних амагматических областей с мощным осадочным чехлом кайнозоя.

Введение

В геологической истории Земли на рубеже позднего сенона и палеоцена в глобальном масштабе происходили катастрофические события и процессы, которые характеризуются не только катаклизмом органического мира и творением нового, а также формированием современного облика Земли, в том числе Средиземноморского пояса, в отдельных орогенных фазах складчатости позднеальпийского тектогенеза. Если внешнеземные причины катастроф остаются за рамками наших исследований, то внутриземные причины нами установлены в результате многолетних исследований геологии, тектоники и магматизма Персидско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса в фанерозое в связи с его геодинамической эволюцией (Рустамов, 2005; 2007).

Основные положения и причинно-следственные процессы

Позднеальпийский геологический период (65 Ма) эволюции Персидско-Кавказского сегмента начинается после относительной стабилизации (в течение 18-20 Ма) геодинамических и тектонических процессов, а также затухания мелового цикла магматизма в конце раннеальпийского тектогенеза и почти повсеместного прекращения отложения карбонатной толщи верхнего сенона, в том числе в за-

дуговых, интрадуговых прогибах и остаточных бассейнах вдоль сутуры офиолитов. К этому периоду в позднем сеноне всюду в рассматриваемом сегменте исчезли глубоководные бассейны с океанической корой за исключением Крым-Большекавказ-Копетдагского некомпенсированного флишевого бассейна с утоненной корой, а главное – были привлечены внутренние литосферные континентальные плиты типа дуга-плита и дуга-дуга. Поэтому рассматриваемый сегмент в предколлизионный период почти всюду сложен континентальной корой различных мощностей и происхождения, а также комплексом чехла разного возраста, включая области межгорных молассовых прогибов, возникших на более поздних этапах. Однако коллизия континентов Афро-Аравии и Евразии, а также внутренних плит Персидско-Кавказского сегмента не наступила на начальном этапе, так как синформные структуры вдоль сутуры офиолитов и другие карбонатные прогибы подвергались изостатическому погружению в мелководном морском режиме (Азизбеков, Рустамов, 1973). Карбонатная толща в остаточных прогибах вдоль офиолитовой сутурной зоны запечатывает окончательное закрытие океанических бассейнов Мезотетиса. Мощность карбонатной толщи местами достигает 1000 м. В указанном режиме большая мощность карбонатов исключительно в остаточных прогибах офиолитовой сутурной зо-

ны, в свою очередь, является предвестником глубинных эндогенных процессов преобразования литосферы. Глубинные плюмтектонические процессы в мантии наиболее заметно происходят, начиная с рубежа верхнего сенона и палеоцена. По нашему мнению, к периоду отложения карбонатной толщи позднего сенона процесс северо- и югонаправленной субдукции, в том числе югонаправленной андийского типа в Большекавказском бассейне и Абшеронском пороге, уже перестал действовать во всех складчатых системах данного сегмента и больше в коллизионном периоде не возобновлялся. Что касается причины карбонатной седиментации во всех синформных осадочных бассейнах данного сегмента (Stochlin, 1968), в том числе отложения карбонатного флиша на южном склоне Большого Кавказа, то этот вопрос нами объясняется двумя факторами, а именно, палеотектоническим режимом седиментации и более южным широтным положением сегмента в позднем мелу.

Следует отметить, что флишевый трог южного склона Большого Кавказа и Абшеронского порога с тенденцией смещения осевой зоны с наибольшим погружением к югу и утоненной новообразованной корой на северной ветви Мезотетиса в период коллизии внутренних плит сегмента служил единственной зоной конвергенции континентов Евразии и Афро-Аравии с соответствующей сменой фаций отложений карбонатно-терригенного флиша позднего сенона терригенным циклическим флишоидом с мощными ритмами глинистых палеоцен-эоцена. Последний факт преобладания в процессе седиментации глинистых ритмов свидетельствует о том, что переменная коллизионная обстановка характеризуется высоким темпом погружения некомпенсированной осевой зоны трога при относительно стабильном режиме развития окружающих его континентальных областей Мезотетиса. Начиная с рубежа эоцена и олигоцена, с трансформацией этого трога к периклинальному моласовому прогибу и заложением таковых на бортах поднятий Малокавказ-Альборской и других складчатых систем в новом тектоническом плане наступает коллизия континент-континент или жесткий коллизионно-орогенный этап эволюции Персидско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса.

Анализ и обобщение литературных данных по геодинамике Атлантического и Индийского океанов (McKenzie, 1970; McKenzie, Sclater, 1971; Pitman, Talwani, 1972; Диц, Холден, 1971; Stamfli, Borel, 2002; Raumer et al., 2003) показывают, что вступление Средиземноморского орогенного пояса, в частности Персидско-Кавказского его сегмента, в коллизионное геодинамическое развитие и формирование зрелой континентальной коры и осадочных бассейнов с резургентной корой с мощным чехлом следует объяснять с позиции глобальной геодинамической поляриности (рис. 1), а именно, продолжающимся в довольно высоком темпе разобщением Афро-Аравии и Южной Америки в спрединговом рифте Южной Атлантики и зарождением Североатлантического рифта в направлении Арктики (рис. 2), а также возникновением почти параллельных внутриматерикового Аденского рифта на продолжении спредингового хребта Карлсберг и «сухого спрединга» Оманского залива, расположенных в западном блоке протяженного правостороннего трансформного разлома Оуэн в Индийском океане (рис. 3).

Таким образом, очевидным является то, что, начиная с палеоцена, в глубинной мантии Земли в глобальном масштабе активизируются плюмтектонические процессы – перемещения массы с различной плотностью, в том числе астаносферного слоя, сопровождаемые диапиризмом разуплотненной мантии по наиболее проницаемым зонам литосферы континентов и Средиземноморского пояса. Коллизионная геодинамическая эволюция Персидско-Кавказского сегмента с широким распространением магматизма и формирование его современной геоморфологии и тектонического строения с участием мегавпадин с мощным осадочным чехлом являются следствием мантийного диапиризма и глубинных процессов. Обстановка компрессии позднеальпийского тектогенеза в Средиземноморском поясе возрождается не столько из-за противоположного вращательного дрейфа Афро-Аравии против часовой стрелки и Евразии по часовой стрелке, а главным образом из-за относительно разных скоростей их дрейфа в земной сфере в северном направлении. Поэтому позднее в кайнозой вследствие проникновения Сре-

динно-Атлантического рифта (спредингового хребта) в Арктику и окончательного раскола Лавразии дрейф Евразии к северу замедлился и сменил направление на противоположное, в основном сдвиговое движение по граничным разломам северных плейтктонических зон Средиземноморского пояса. В Индийском океане на продолжении близширотного Аденского спредингового хребта возник Красноморский рифт в близмеридиональном простирании, а Аравийская плита, окончательно отделившись от континента Африки, и в связи с активизацией Ливантийского разлома продолжала движение на север с большой скоростью, что создало в Персидско-Кавказском сегменте геодинамическую обстановку коллизии континент-континент на литосферном уровне, начиная лишь с рубежа эоцен-олигоцена.

Коллизионный период эволюции Персидско-Кавказского сегмента нами расчленяется на **мягкий** раннеколлизионный (палеоцен – рубеж позднего эоцена), **жесткий** собственноколлизионный (олигоцен – ранний миоцен) и **хрупкий** позднеколлизионный (средний миоцен – квартал) этапы. Каждому этапу присущ собственный стиль деформации

и структурообразования с дифференциацией областей растяжения и сжатия при сближении континентов на литосферном уровне, диапиризме разуплотненной аномальной мантии, сопровождаемом тепломассопотоком, в возрастающем темпе компрессии. Считаем, что коллизия континентов и внутренних плит продолжается и на современном этапе, причем она имеет прерывисто-непрерывный характер, различную интенсивность и продолжительность в каждой из тектонических фаз кайнозоя – ларомийской, пиринейской, савской, штирийской, атической, кавказской, радопской и валлахской. Поэтому на коллизионных этапах кайнозоя, характеризующихся различным геодинамическим и геотектоническим развитием данного сегмента, проявлены по многим особенностям два различных самостоятельных магматических цикла: палеогена в вулcano-плутонических поясах и неоген-квартера в вулканических ареалах. На Малом Кавказе и в Иране палеогеновый коллизионный магматизм по своим масштабам и интенсивности, а также спектрам рудных элементов в металлогении превышает магматизм юры и мела островных дуг Мезотетиса.

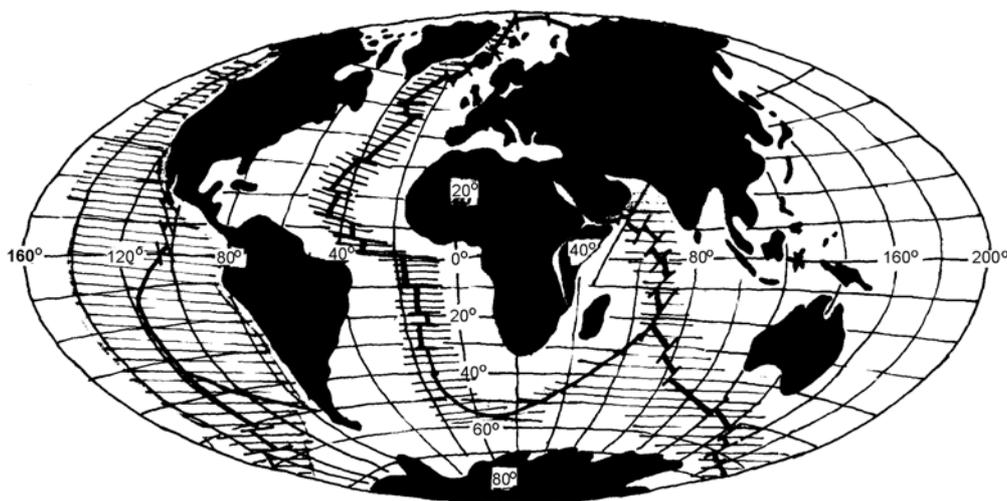


Рис. 1. В коллизионном периоде (65 Ма) материки заняли современное положение. За этот короткий промежуток времени была создана примерно половина площади дна океанов (горизонтальная штриховка). Северо-Атлантический рифт проник в Северный Ледовитый океан, окончательно расщепив Лавразию. Индийским рифтом Австралия была отделена от Антарктиды, а Северо-Индийский рифт проник в Аденский залив и Красное море, что вызвало деструкции и конструкции земной коры в Персидско-Кавказском сегменте и выпирание Аравийской плиты в Средиземноморский пояс (по Р.Дицу и Дж.Холдену (1971) с дополнениями автора в подрисовочном тексте)

На рубеже маастрихта и палеоцена с некоторым опережением или опозданием процессов в отдельных складчатых системах Мезотетиса начинается мягкий коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в глобальной геодинамической обстановке компрессии, что обусловлено темпом сближения континентов Афро-Аравии и Евразии, способствующим коллизии внутренних плит. В данной обстановке доминировали сдвиговые перемещения плит и их блоков по трем системам обновленных региональных разломов (кавказской, антикавказской, меридиональной), а более значимые – по зонам глубинных разломов офиолитовой сутуры во взаимосвязи с кинематикой плит. Поэтому вдоль последних в палеоцене в новом тектоническом плане были заложены цепи рифтогенных прогибов с характерными дистальными – кремнистыми и проксимальными – оолитовыми фациями отложенный циклического терригенного флиша. Мощность флиша достигает 3000-3500 м, а на крайних фланговых ступенях – 700-800 м. Значит, на начальном этапе рифтогенеза кора, расколота осевыми и листрическими разломами, на границе Моха подвергалась наращиванию и утяжелению, а дно прогибов – изостатическому погружению вследствие глубинных плюмтектонических процессов и диапиризма разуплотненной мантии (Рустамов, 1983; 1986; 1987; 2003; 2004; 2005; 2007). Терригенная флишевая седиментация в цепи прогибов завершается многоэтапным и полисерийным коллизионным магматизмом палеогенового цикла, проявленным на мягком раннеколлизионном этапе коагматическими вулcano-плутоническими ассоциациями. Магматизм, сосредоточенный вдоль глубинного разлома с корнями в осевой зоне рифта и на его фронтальной фланговой ступени, составляет довольно протяженные вулcano-плутонические пояса во внутренних плейттектонических зонах Персидско-Кавказского сегмента (рис. 4). Этот факт и одновременно петрохимическая полисерийность вулканизма и плутонизма во всех поясах подтверждают мнение автора о том, что палеогеновый цикл магматизма Средиземноморского пояса не субдукционного происхождения (Rustamov, 1994; 2002).

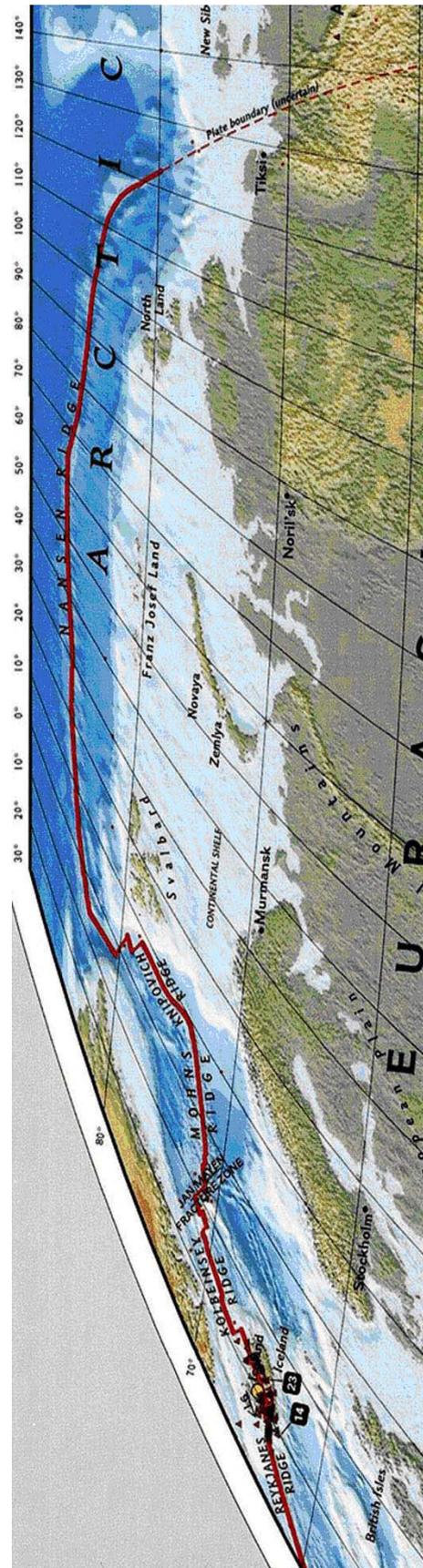


Рис. 2. Зарождение Североатлантического спредингового рифта в направлении Арктики

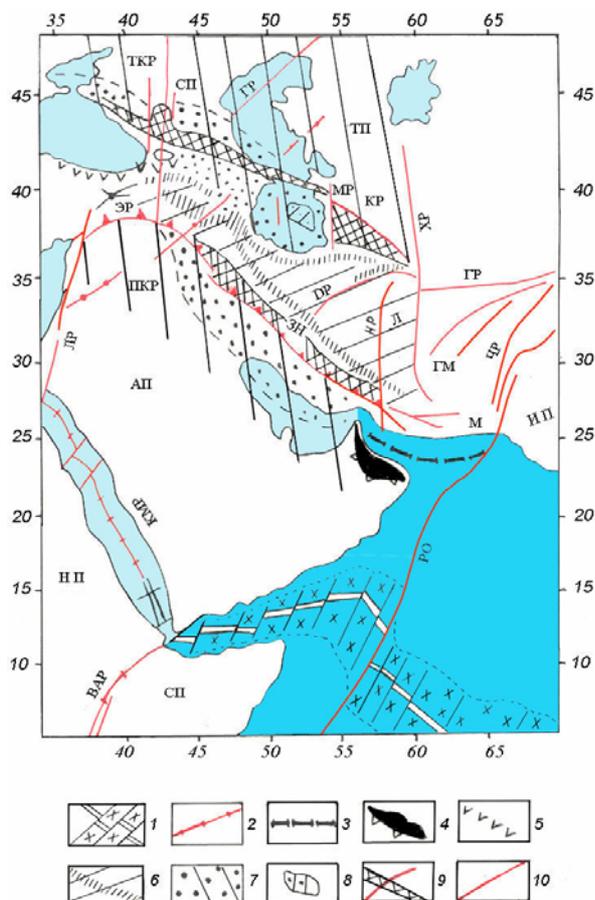


Рис. 3. Схема геодинамики коллизионного периода распространения магматического поля с рудномагматическими системами и амагматических осадочных бассейнов с нефтегазоносными системами

1 – зона спрединга океанической коры в кайнозое; 2 – внутриконтинентальный рифтогенез – Красноморский (КМР) и Восточный Африканский (ВАР) рифты; 3 – направление раскола сухого спрединга в Оманском заливе, формирование океанической коры с чехлом терригенных осадков высокоскоростных течений ($P_1^3 - Q$) и глубоководных карбонатов с грубокластическими осадками ($P_2^2 - Q$); 4 – Оманские позднемиоценовые офиолитовые покровы Ховаши и Семайл над автохтонными известняками ($P - K_2$ ст); 5 – Понтийско-Аджаро-Триалетский вулcano-плутонический пояс палеогена Черноморского сегмента; 6 – коллизионное магматическое поле и системы вулcano-плутонических поясов палеогена Персидско-Кавказского сегмента; 7 – амагматическое поле и синкомпрессионные прогибы с перманентным погружением ($P_1 - Q$) и нефтегазоносными системами; 8 – относительно устойчивые глыбы; 9 – синколлизонные поднятия складчатых систем; 10 – линейменты и глубинные разломы. **Буквами обозначены:** СП, ТП – Скифская и Туранская плиты Евразийского континента; ИП – Индийская плита; АП, НП, СП – Аравийская, Нубийская, Самалийская плиты Афро-Аравийского континента. Разломы: XR, NR – Харирудская и Нейбандская ветви Урало-Оманского линеймента, ТКР – Транскавказский, ЛР – Ливантский, РО – Оуэнский, ЧР – Чаманский, ДР – Дорунейский, МР – Мессерианский, КР – Предкопетдагский, ЗН – Загросский надвиг, ПК – Пальмиро-Абшерон-Казахстанский, ГВ – Гурьевский, ГР – Герирудский; ГМ – Гельмендский срединный массив Афганского сегмента.

Другая примечательность коллизионного магматизма заключается в том, что каждая вулcano-плутоническая ассоциация проявлена в переменной геодинамической обстановке растяжения и компрессии. Указанная закономерность устанавливается последовательной сменой кинематики трещинного вулканизма трещинно-центрального и центрального типами, повышением кремнекислотности пород и завершением внедрения коагматических гранитоидов. Соответственно, вследствие переменной обстановки коллизионной геодинамики в формировании каждой вулcano-плутонической ассоциации происходит смена глубинного очага ранней стадии вулканизма периферическими очагами на последующих стадиях, порою имеющими верхнекоровый уровень становления, и с ними всегда связано кальдерообразование (Рустамов, 1973; 1983). В кальдерах как вулcano-тектонических структурах размещаются не только коагматические гранитоиды, но и многофазные интрузии с повышенной калиевой щелочностью без вулканических коагматов. В зоне глубинного разлома вулcano-тектонические структуры с гранитоидами представляют собой рудно-магматические системы вулcano-плутонических поясов, локализуя месторождения и проявления молибдена, меди, полиметаллов, редких и радиоактивных элементов.

В период жесткого этапа коллизии континентов Афро-Аравии и Евразии и внутренних плит происходят существенные изменения в тектоническом плане рассматриваемого сегмента. Окончательно закрываются бассейны палеогеновых вулcano-плутонических поясов с завершающими туфогенно-флишоидными отложениями верхнего эоцена вследствие инверсии, предшествующей или синхронной формированию коровых гранитоидных очагов. Проявлением полифазных гранитоидных комплексов петрохимически различного типа и собственно плутонической ассоциации (25-18 Ма) без вулканических коагматов завершается палеогеновый цикл магматизма в Персидско-Кавказском сегменте, и, в свою очередь, высокая компрессионная обстановка сопровождается линейной складчатостью и формированием зрелой континентальной коры в вулcano-плутонических поясах.

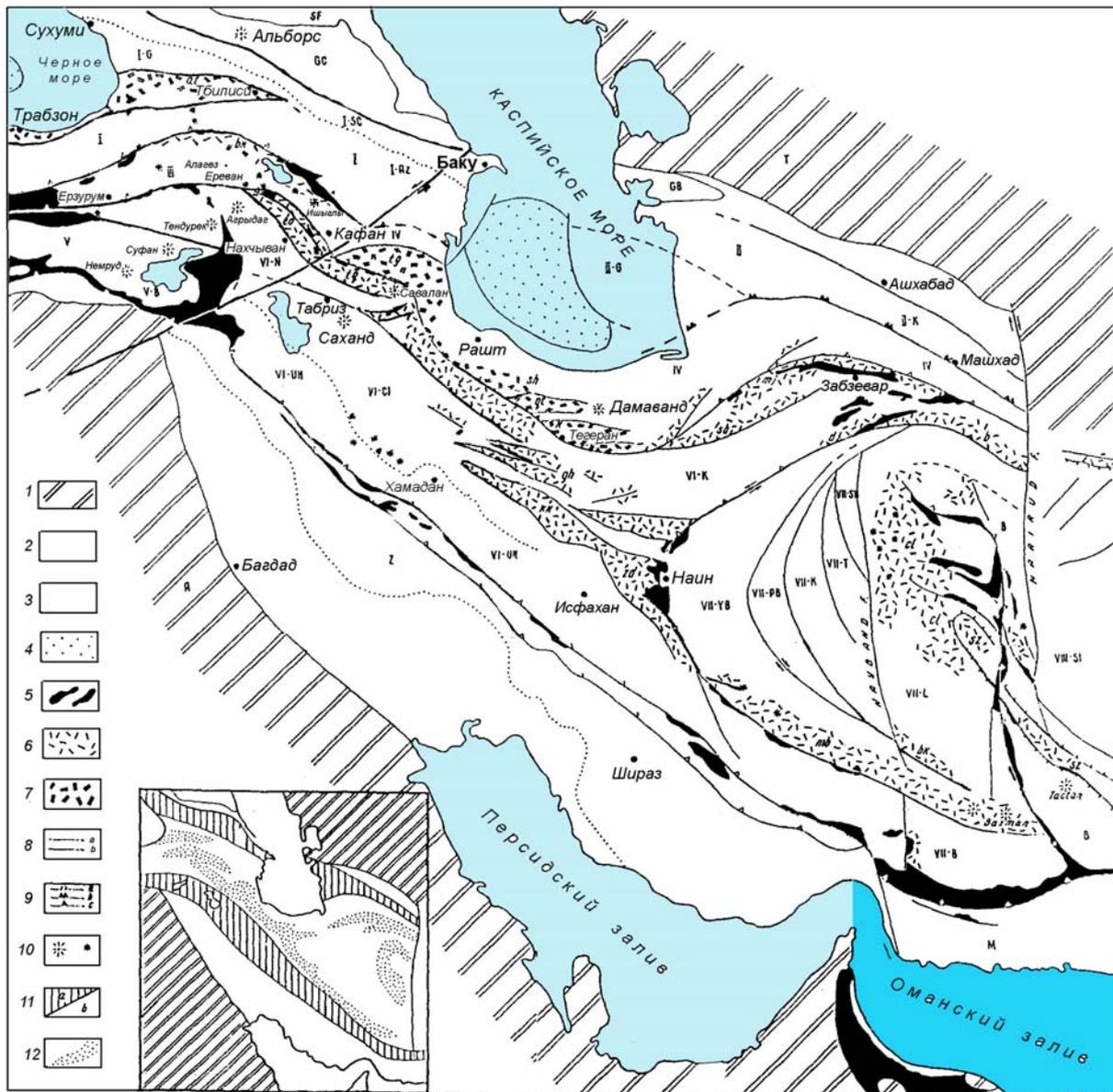


Рис. 4. Тектоническая позиция палеогеновых вулcano-плутонических поясов Персидско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса (составил М.И. Рустамов)

1 – Афро-Аравийский и Евразийский континенты; Аравийская плита (А) и эпигерцинские Скифская (SF) и Туранская (Т) плиты. 2 – Синкомпрессионные прогибы амагматических полей: М – Месопотамский, SC – Южнокаспийский, TC – Терско-Каспийский, РК – Предкопетдагский. 3 – Плиты и их блоки: I – Закаспийско-Южнокавказская плита, Грузинская (I - G), Азербайджанская (I - Az), Южнокаспийская глыбы (I - Sc); II – Анатоли-Центральномаолокавказская плита с Эрзурумским (э), Мисханским (m) и Кафанским (к) блоками; III – Альборская плита с Талышским (t), Центральноальборским (ca) и Аладаг-Биналудским (ab) блоками; IV – Восточнотаврская плита и Битлисский (Б) блок; V – Иранская плита с северной Гарадаг-Нахчыванской (gn) и южной Урмия-Хамаданской (uh) зонами и Центральноиранским массивом; VI – Кевирская плита (VI - K); VII – Лутская плита с Лутским (VII - L) и Базманским (VII - B) массивами и зонами Шотари (sh), Табас (t), Керман (к), Пошт-Бадам (pb) и Язд-Биабан (yb); VIII – Систанский массив (VIII-si); IX – Крым-Большой Кавказ-Копетдагская складчатая система: северный склон Большого Кавказа (gn), южный склон (gs), Большой Балхан (gb), Копетдаг (K); X – Загросская (z), Восточноиранская и Макранская складчатая система. 4 – Резургентная (океанизированная) кора. 5 – Обнаженные офиолиты Мезотетиса. 6-7 – Палеогеновые вулcano-плутонические ассоциации: 6 – полисерийные ассоциации с гранитоидным магматизмом; 7 – преимущественно щелочные и субщелочные вулканиды. Вулcano-плутонические пояса: Малокавказ-Центральноиранской (bk, eo, qg, to, kk, zd и др); Талыш-Альборской (tg, g, sh и др), Дорунейской (d и b) и Лутской систем Центрально-го сегмента и Аджаро-Триалетский (at) поясе Радопи-Бургас-Понтийской системы Черноморского сегмента. 8 – Фрагменты сuture южной ветви Палеотетиса (а), южная граница окраинного моря Палеотетиса (в). 9 – Зоны разломов Загросской и Дорунейской коллизионной сuture Мезотетиса (а), некоторые региональные разломы (в). 10 – Неоген-четвертичные наземные крупные и мелкие вулканы. Вставка карты: модифицированные реконструкции Центрального сегмента СЗП; точки – вулcano-плутонические пояса палеогена, одиночные линии – внешние зоны пояса.

В связи с последними процессами и высоким темпом поднятия поясов, на их бортах на границе с древней плейттектонической зоной возникают внутренние узкие, в последующем расширяющиеся межгорные молассовые прогибы, соответственно заполненные красноцветными грубообломочными и пестроцветными эвапоритовыми молассами олигоцена – раннего миоцена. Молассовые прогибы изостатического происхождения хотя и расширяются в миоцене, однако в связи с проявлением неогенового цикла вулканизма во внутренней области сегмента в условиях регионального поднятия в конце сарматского века освобождаются от морского бассейна.

В жесткой обстановке коллизии континент-континент синхронно с бассейнами вулкано-плутонических поясов закрывается также флишевый трог Большого Кавказа и Абшеронского порога, и в результате тектонической перестройки региона возникает несколько смещенный к югу периклиналильный молассовый прогиб в зоне Южный Гобустан – Абшерон – Челекен с большими мощностями терригенных отложений олигоцена, неогена и квартера. В данном периоде также происходит максимальной мощности седиментация молассов в Центральном Южнокаспийском и Западно-туркменском прогибах, т.е. в целом в мегавпадине Южного Каспия. При этом периклиналильные прогибы Малого и Большого Кавказа соединяются лишь в среднем миоцене, формируется единая Куринско-Южнокаспийская мегавпадина с различными геодинамическими типами структуры дна. Что касается запаздывания или несинхронного закрытия флишевого трога Большого Кавказа и океанических бассейнов Мезотетиса, то это обусловлено главным образом относительно высоким темпом дрейфа в позднем мелу и кайнозойе континента Афро-Аравии, нежели Евразии. С другой стороны, океанические бассейны Мезотетиса Персидско-Кавказского сегмента были заложены на пери-Гондванской окраине, и поэтому в их мозаичных конфигурациях материковые литосферные плиты сложены континентальной корой байкалидов, а крайне северная ветвь Мезотетиса от Добруджи до Копетдага характеризуется граничными плейттектоническими областями эпигерцинской консолидации гранито-метаморфической коры литосферных

плит на окраине Евразии.

Очевидно, в позднем кайнозойе в обстановке коллизии континент-континент компрессия внутренних плит в Персидско-Кавказском сегменте не прекращается, а ускоряется темп на хрупком коллизионном этапе. В частности, на Малом Кавказе продолжают коллизии Даралагезского блока Иранской плиты с Центральной Малокавказской плитой сопряженных террейнов (континентальных блоков) Мезотетиса – Эрзурумского, Мисханского и Кафанского. В свою очередь происходит коллизия последних с Южнокавказской плитой, состоящей из отдельных блоков. По нашему мнению, широкая зона коллизии в области вышеуказанных сопряженных континентальных блоков, расколотых сквозными разломами глубокого заложения в трех направлениях, является наиболее проницаемой зоной в процессах приразломного растяжения и проявления многоэтапного полиформационного неогенового цикла вулканизма. Вследствие этого внутренняя область палеогенового и неогенового циклов магматизма с новообразованной зрелой корой превращается в геоморфологическое или коллизионное поднятие и горные хребты в современной тектонике региона. Отмеченные события отчетливо наблюдаются также на территории Ирана и восточной Анатолии, местами даже в виде грабенов и горстов.

Завершая рассмотрение некоторых вопросов коллизионного магматизма, уместно отметить важный геологический факт в отношении крупного вулкана Ишыглы (3581 м), являющегося центром верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма на Гарабагском нагорье Малого Кавказа. Известно, что после затухания вулканизма в жерле вулкана начинается фумарольная и сольфаторная деятельность, что отчетливо наблюдается в ночное время в виде языков пламени, как на вулкане Авача на Камчатке и др. Поэтому населяющие Гарабагское нагорье еще в древности турки-азербайджанцы называли вулкан «Ишыглы» (светящая гора), а Азербайджан – «Одлар юрду» (страна огней), на территории которой геологически недавно действовали крупные вулканы Ишыглы, Алагез, Агрыдаг, Саханд, Савалан и др., а также гора Янардаг, привлекающая внимание огнями нефтяных газов.

Таким образом, тектоническая активность Персидско-Кавказского сегмента в коллизионной геодинамической обстановке компрессии и растяжения продолжается и на современном этапе, причем кайнозойские поддвижки, надвижки и редкие покровы структурно-вещественных комплексов и даже офиолитов и их протрузий в складчатых системах не следует причислять к субдукционным процессам, так как они возникли в результате деформации чехла континентальной коры в складчатых фазах тектогенеза. С позиции геологии и физико-механики материковой коры субдукция мозаично сочлененных плит не возможна на любом уровне литосферы. Вместе с тем в условиях сближения литосферы континентов и возрастающей обстановки компрессии под воздействием или во взаимосвязи с новой зарождающейся в глубоких недрах Земли плюмтектоники в Персидско-Кавказском сегменте, в его конкретных зонах вдоль глубинных разломов происходил диапиризм разуплотненной аномальной мантии, что имеет определяющее значение в геодинамической эволюции данного сегмента, в развитии палеогенового и неоген-четвертичного циклов многоэтапного магматизма и в формировании нефтегазоносных осадочных бассейнов.

В результате глубинных плюмтектонических процессов важное значение имеет дифференциация структурно-геодинамической полярности и строгое обособление магматических и амагматических полей сегмента, а также областей или структур деструкции и конструкции коры в кайнозой (рис. 3). Многоэтапный вулканизм и плутонизм во внутренних областях рассматриваемого сегмента сопровождается конструкцией мощной (до 55 км) зрелой континентальной коры, а в амагматических внешних областях в результате деструкции – поглощения мантией и утонения возникает резургентная консолидированная кора (8-15 км) с мощным осадочным чехлом. По сейсмическим параметрам резургентная кора сходна с океанической или с базальтовой корой. Однако допускается серьезная ошибка при принятии подобной коры за реликты океанической или в местах с маломощным (3-5 км) сейсмическим «гранитным» слоем (массив Година, Бакинский архипелаг) – за базальтовый слой континентальной коры, что

приводит к геотектоническим и геодинамическим неоправданным выводам. Южнокаспийский бассейн с различным геодинамическим типом структуры дна имеет новообразованную резургентную кору, аналогичную такому, широко развитым в Средиземноморском поясе (Эгейский, Тирренский, Альборанский, Алжиро-Прованский и др.) и древних орогенных областях (Прикаспийский прогиб и др.).

Следует отметить, что принципиальное значение имеют геотектонические и геодинамические факторы мантийного диапиризма. Перемещением разуплотненной мантии в литосфере причинно-следственной связью обусловлена геодинамическая дифференциация глубинных мантийных и коровых процессов в Персидско-Кавказском сегменте с формированием в центральной его области магматического поля вулкано-плутонических поясов и ареального вулканизма, а во внешних зонах (Черноморско-Южнокаспийская, Месопотам-Персидская) амагматических полей осадочных мегавпадин с мощным чехлом молассовых отложений. Подтверждением связи магматизма с мантийным диапиризмом и впервые нами установленной закономерности служат взаимосвязь и синхронность заложения Аденского рифта, океанизация коры Оманского залива и формирование палеоценовых рифтогенных флишевых трогов вулкано-плутонических поясов. Примечательно то, что довольно протяженная (более 2,3 тыс.км) Малокавказ-Центральноиранская система вулкано-плутонических поясов по простиранию является продолжением «сухого спрединга» Оманского залива. Совокупность данных исследований территорий Омана, Макрана и Загроса свидетельствует о нереликтовой природе океанической коры Оманского залива, являющейся новообразованной после закрытия океанического бассейна Южной ветви Мезотетиса и становления покровов территории Семейла, Ховашина, Нейриза и др. Причиной подобного феномена является «сухой спрединг», по В.Е.Хаину (1995), выявленный им в некоторых регионах мира, и в том числе в Среднеземноморском поясе.

Нами рассматривается геодинамическая взаимосвязь и генетическое единство мантийного диапиризма и «сухого спрединга» в Оманском заливе с разобщением гигантских

офиолитовых покровов территории Омана и Макрана на восточном фланге Урало-Оманского линейного элемента и синхронным возникновением на западном фланге последнего вулканоплутонических поясов палеогена и ареального вулканизма неогена во внутреннем магматическом поле, которое с юга и севера обрамляется синкомпрессионными осадочными бассейнами с большой мощностью отложений кайнозоя (Персидско-Месопотамский, Куринско-Южнокаспийский) во внешних амагматических зонах рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса. При этом если во внутреннем магматическом поле развиты рудномагматические системы, то в амагматических полях вдоль глубинных разломов сосредоточены нефтегазоносные системы (Рустамов, 2005; 2007).

Заключение

– Вступление Персидско-Кавказского сегмента и в целом Средиземноморского орогенного пояса в коллизионную геодинамическую эволюцию обусловлено глубинно-мантийными плюмтектоническими процессами и диапиризмом разуплотненной мантии в глобальном масштабе в недрах Земли. Эти процессы начинаются на рубеже позднего сенона и палеоцена после относительной стабилизации (28-20 Ма) тектонических, магматических и геодинамических процессов, сопровождаемых седиментацией почти всюду карбонатной фации.

– В коллизионной геодинамике компрессионная обстановка позднеальпийского тектогенеза возрождается не столько из-за противоположного вращательного дрейфа Евразии и Афро-Аравии, а главным образом из-за относительно разных скоростей их дрейфа в северном направлении в Земной сфере.

– Коллизионная геодинамика носит прерывисто-непрерывный характер, имеет различную интенсивность и продолжительность в каждой из орогенных фаз кайнозоя – ларамической, пиринейской, савской, штирийской, атической, кавказской, радопской и валлахской. Установлены переменная обстановка растяжения и компрессии в проявлении каждой вулканоплутонической ассоциации палеогенового цикла магматизма, что и ха-

рактерно для отдельных этапов неогенового вулканического цикла.

– На основе комплексных индикаторных факторов коллизионная геодинамическая эволюция Персидско-Кавказского сегмента расчленяется на мягкий раннеколлизионный, жесткий собственно коллизионный и хрупкий позднеколлизионный этапы. Для каждого характерен собственный стиль деформации и структурообразования с проявлением палеогенового и неогенового циклов магматизма при синхронном развитии осадочных бассейнов.

– В коллизионной эволюции сегмента отчетливо выражена дифференциация структурно-геодинамической полярности областей деструкции и конструции коры, сопровождаемая синхронным формированием зрелой континентальной коры во внутреннем магматическом поле вулканоплутонических поясов и ареального вулканизма, где сосредоточены рудномагматические системы с крупными месторождениями металлов на Малом Кавказе и в Иране. Амагматические поля молассовых синкомпрессионных мегаблоков с мощным осадочным чехлом характеризуются нефтегазоносными системами вдоль глубинных разломов и представляют собой в рассматриваемом сегменте крупные Южнокаспийское и Персидское нефтеносные провинции.

ЛИТЕРАТУРА

- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А., РУСТАМОВ, М.И. 1973. Некоторые особенности офиолитов Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. В сб.: *Офиолиты в земной коре*. Наука, Москва, 83-87.
- ДИЦ, Р., ХОЛДЕН, Дж. 1974. Распад Пангеи. В кн.: *Новая глобальная тектоника*. Мир, Москва, 315-329.
- РУСТАМОВ, М.И. 1986. Геодинамика мезокайнозойского магматизма в зоне сопряжения Иранской и Закавказской плит. В сб.: *Геодинамика Кавказа*. Ереван, 169-170.
- РУСТАМОВ, М.И. 1976. Кальдеры с конфокальными гранитоидами – новый морфогенетический тип проявления магматизма на Малом Кавказе. *ДАН СССР*, 228, 6, 1403-1406.
- РУСТАМОВ, М.И. 1983. Новые данные об эволюции палеогенового магматизма Малого Кавказа. В сб.: *Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли*. Наука, Москва, 65-66.
- РУСТАМОВ, М.И. 1987. Магматические формации Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. В сб.: *Вопросы геологической петрологии Азербайджана*. Элм. Баку, 44-64.
- РУСТАМОВ, М.И. 2003. Рудномагматические системы палеогеновых вулканоплутонических поясов Иран-

- Кавказского сегмента. В матер. Межд. научно-практич. конф.: *Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ*. Ташкент.
- РУСТАМОВ, М.И. 2004. Нефтегазоносная система Южно-Каспийского бассейна. В сб. МГК-32: *Геология регионов Каспийского и Аральского морей*. Алматы, 274-281.
- РУСТАМОВ, М.И. 2005. Южнокаспийский бассейн – геодинамические события и процессы. Nafta-Press. Баку. 344с.
- РУСТАМОВ, М.И. 2007. Главные тенденции геодинамической эволюции Центрального сегмента Тетиса. В сб.: *Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*. Nafta-Press, Баку, 14-35.
- РУСТАМОВ, М.И. О наличии кальдеры на Малом Кавказе и механизм ее формирования. *ДАН СССР*, 1973, 211, 6, 1426-1428.
- ХАИН, В.Е. 1995. О взаимосвязи процессов, происходящих на границе литосферных плит. *Геотектоника*, 2, 99-102.
- McKENZIE, D. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243.
- McKENZIE, D., SCLATER, J. 1971. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Geophys J.Roy. Astron. Soc.*, 24, 437-528.
- PITMAN, W., III, TALWANI, M. 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 83, 619-646.
- RAUMER, I.F., STAMFLI, M., BUSSY, F. Gondwana-derived microcontinents – the constituent of the Variscian Alpine collisional orogenes. *Tectonophysics*. 2003, 365, 7-22.
- РУСТАМОВ, М. 1994. Collision-riftogenic volcanism paleogene of Iran-Caucasus segment of the mediterranean orogen. *International Volcanological Congress*. IAVCEI. Ankara, Turkey.
- РУСТАМОВ, М. 2002. Geodynamic evolution of the South-Caspian basin and its oil and gas bearing system. *6th International oil and gas conference*. OGU. London-Tashkent, 161-176.
- STAMFLI, G.M., BOREL, G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17-33.
- STOCHLIN, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran – a review. *Am.Assoc. Petr.Geol.Bull.*, 52, 7, 1229-1258.

Рецензент: академик А.Д.Исмаил-Заде