

## ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ КУРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОТЕТИСА

Рустамов М.И.

Институт геологии и геофизики НАНА  
AZ1143, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119

### PLATE TECTONICS OF KUR DEPRESSION WITHIN MESO-TETHYS GEODYNAMIC EVOLUTION

Rustamov M.I.

Geology and Geophysics Institute, Azerbaijan National Academy of Sciences  
H.Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143: [muxtar.rustamov@mail.ru](mailto:muxtar.rustamov@mail.ru)

**Keywords:** *geodynamics, paleotectonics, Meso-tethys, plate tectonics, magmatism, spreading, deep basin, oceanic crust, suture, collision, ophiolitic mélange, microcontinent*

**Summary.** The geodynamic evolution of Kur depression and adjacent areas within the geological history of Caucasian northern branch of Meso-Tethys is ever-first studied from the viewpoint of lithosphere plates tectonics. Block structure of depression defined in slab unbundling of Meso-Tethys is represented by plate tectonics zones formed in Cimmerian and Early Alpine tectogenesis stages. Depending on Meso-Tethys plate tectonics by origin, age and consolidation level, they are mesocratic-basite and mature leicocratic-continental substrata. Within depression, area with melanocratic-basite substrata is more movable and permeable zone which, in turn, inherits plate-tectonics of residual troughs of Paleo-Tethys and back-arc troughs of Meso-Tethys and restricted by Hercynides and Kimmerides of mature crust. Area with melanocratic substrata is the main paradigm at the final tonalite intrusive magmatism and pyritic metallogenic Kimmerides at early oceanic stage of Meso-Tethys development under geodynamic conditions of extension and the consequent compression in Early and Late Cimmerian tectogenesis. A number of geology issues of Caucasus with geodynamic trends in formation of hydrocarbon molasse troughs, eastern boundary of Kur mega-depression, spreading kinematics in deep basins are researched. Lithosphere plate tectonics is updated by a new idea – regional geodynamic trend.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Области Куринской депрессии и прилегающих территорий горных хребтов, составляющие Кавказский сегмент Средиземноморского орогенного пояса (СЗП), сложились в итоге событий и процессов байкальского (кадомского), герцинского (варисского), киммерийского и альпийского тектонических циклов. При этом необходимо подчеркнуть, что в геологической истории Кавказского сегмента нами доказано несуществование древнего, так называемого океанического бассейна Прототетиса, а также отсутствие проявления каледонского тектонического цикла и консолидации коры (Рустамов, 2005, 2016). В байкальском тектоническом цикле, завершившемся на рубеже рифея и венда, в позднем протерозое была создана основа консолидированной сиалической коры региона в составе суперконтинента Пангеа, вместившего в себе древние массивы, в том числе дорифейский континент Роди-

ния. (Хераскова и др., 2001). Довольно длительное время при стабильном платформенном развитии суперконтинента в его тектоническом строении нами выделяется пенеппленизированный Кавказский кратон между северным и южным эпиконтинентальными и мелководными областями платформы. В современной тектонике региона – местами в Южном Азербайджане, Северном Кавказе и Закаспии прослеживаются реликтовые тектонические границы Кавказского кратона, несомненно, имеющего западное Черноморское и восточное Закаспийское непрерывное продолжение до Урало-Оманского трансконтинентального линеамента. Кавказский кратон представляет собой область раскола суперконтинента в герцинском тектогенезе с рифтогенным заложением и эволюцией сдвоенных океанических бассейнов и соответствующих плейт-тектонических зон Палеотетиса между

континентами Гондвана и Лавразия. В киммерийском и раннеальпийском диастрофизме в Кавказском сегменте СЗП рифтогенно заложены северная ветвь Мезотетиса – самостоятельные глубоководные системы Малого и Большого Кавказа соответственно с океанической и субокеанической корой и многообразием бортовых структурно-геоморфологических плейт-тектонических зон. В позднеальпийской коллизионной обстановке, начиная с олигоцена, седиментацией молассовых отложений кайнозоя были заложена область Куринского прогиба на гетерогенном и гетерохронном субстрате плейт-тектонических зон Тетиса.

Для оценки нефтегазоносного потенциала Куринской впадины недостаточно результатов детальных исследований молассовых отложений олигоцен-четвертичных толщ, так как основные особенности ее внутренних и глубинных строений определяют различного типа структурно-геоморфологические плейт-тектонические зоны субстрата и граничные глубинные разломы, формировавшиеся в фанерозойской геологической истории в герцинском, киммерийском и раннеальпийском тектонических циклах. По мнению автора, в современной тектонике Загрос-Кавказского сегмента СЗП системы региональных молассовых мегавпадин – на севере межгорная Черноморско-Южнокаспийская и на юге предгорная Месопотамско-Персидская, формировавшихся в результате закономерности структурно-геодинамической полярности, отражают проблемы процессов глубинной геодинамики, мантийного диапиризма и плюм-поток. Анализ причины проявления этих процессов в коллизионной геодинамической обстановке, включая структурно-геодинамическую полярность, впервые проведен автором, и им предложена модель нового представления о глубинно-флюидном происхождении нефти и газа (Рустамов, 2001, 2005, 2016; Rustamov, 2002, 2004). В этом аспекте в отличие от Южного Каспия распространение углеводородов в Куринской мегавпадине на широких стратиграфических уровнях – в юрских, меловых и кайнозойских толщах имеет важное значение, подтверждает глубинно-флюидный генезис углеводородов и особый выбор направления поисково-разведочных работ. При этом не менее существенное значение имеет приуроченность Нафталанского месторождения к прогибам вдоль субмеридионального разлома, являющегося отраженной ветвью нами выделенного Ордубад-Гядабейского разлома, в глубинной тектонике которого отражается ступенчатое погружение субстрата к востоку от Транскавказского поднятия.

Нами установлено, что в коллизионный период эволюции Загрос-Кавказского сегмента нео-Тетиса в процессе мантийного диапиризма, структурно-геодинамической дифференциации и проявления интенсивных магматических циклов палеогена и миоцена-квартера возникли горячее магматическое и фланговые амагматические поля. Согласно региональной геодинамической полярности в результате конструкции зрелой коры (до 50-55 км) магматическое поле превращается в коллизионное поднятие и сушу, а в амагматических полях в связи с синхронной деструкцией резургентной коры (до 10-20 км) формируются синкомпрессионные системы молассовых мегавпадин. При этом необходимо подчеркнуть, что формирование Южнокаспийской и Куринской мегавпадин происходило на жестком коллизионном и хрупком позднеколлизионном этапах и характеризуется многообразием плейт-тектонических типов структуры дна.

В Кавказском кратоне на рубеже кембрия-ордовика были рифтогенно заложены сдвоенные северная и южная ветви Палеотетиса с соответствующими структурно-геоморфологическими плейт-тектоническими зонами на каждом переломном этапе их эволюции. При этом в обстановке спрединга (90-95 млн.лет) до визейского века Кавказский сегмент Палеотетиса СЗП занимал довольно обширную площадь между континентами Гондвана и Лавразия с внутренним Кавказским микроконтинентом. Южная половина последнего с андийским типом окраинно-континентального развития и интенсивным проявлением гранитоидного магматизма в палеозое превращается в горно-складчатую область герцинидов (Рустамов, 2005; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). Она занимает существенное место также в плейт-тектонике Мезотетиса и молассовой тектонике Куринской впадины севернее от реликтового Чатмин-Аджиноурского разлома погруженной офиолитовой сутуры. С другой стороны, нами не поддерживается мнение о том, что геолого-тектоническое строение Куринской впадины состоит из двух ярусов – кристаллического фундамента и покрывающего его слабо дислоцированного альпийского осадочного чехла (Хаин, Шарданов, 1952; Мамедов, 1973). В общем, мнение всех исследователей о причислении возраста субстрата всей площади мегавпадины к докембрию – нижнему палеозою, доюрскому времени или байкалидам является ошибочным, т.к. ими не были проанализированы природа и происхождение субстрата различных блоков Куринской депрессии, в том числе ее морфоструктурные особенности.

Таким образом, Куринская мегавпадина и прилегающие области, состоящие из ряда срастающихся самостоятельных блоков, по типам, возрасту и степени консолидированности коры вслед за герцинским диастрофизмом характеризуются различными субстратами (мезократ-базитовый и лейкократ-зрелый континентальный), также эти блоки в зависимости от занимаемого структурно-пространственного положения в эволюции Палеотетиса и Мезотетиса отличаются по плейт-тектоническим типам (островные дуги, задуговые надсубдукционные прогибы, активно-пассивно-континентальные окраины). Нижеприведенный анализ и обобщение геодинамической эволюции Мезотетиса с выявлением плейт-тектонической позиции блоков Куринской депрессии на фоне трансформации герцинидов и новое плитное расчленение региона имеют существенное значение. В последующем составленная на основе тектоники литосферных плит новая крупномасштабная тектоническая карта Куринской депрессии, несомненно, позволит решить научно-практические проблемы нефтяной геологии региона.

### Парадигмы перед заложением Мезотетиса

На территориях Кавказского, Закаспийского, Иранского и других регионов Загрос-Кавказского сегмента СЗП совершенно отсутствуют открытые морские отложения норийского яруса позднего триаса. Вместе с тем в этот период в локальных остаточных синформ-структурах, в том числе на М.Кавказе, в Даралагезском бассейне на окраине Гондваны или же в окраинно-континентальном прогибе форланда Тетиса, местами развиты терригенно-карбонатные отложе-

ния норийского века, содержащие пласты углей, красных кремнистых доломитов и редко известняков. Значит, в конце позднегерцинского тектогенеза после широкой трансгрессии в сакмарском веке в обстановке компрессии в Кавказском сегменте окончательно закрывается глубоководный позднеокеанический бассейн Тетиса с океанической корой, в том числе бассейны форланда на границе континентов Гондвана (карбонатный Альборс-Даралагезский) и Евразия (терригенный Маныч-Мангышлагский прогиб). Коллизионная геодинамика указанных процессов в палеогеографической обстановке суши завершается сопряжением и последующей коллизией Скифско-Туранской плиты и внутреннего Кавказского микроконтинента с карбонатной эпиконтинентальной платформенной плейт-тектонической зоной пери-Гондваны (рис. 1, 4). Таким образом формировалась наращенная на юг активная окраина Евразии, так как в позднем триасе в Загросе синхронно происходил внутриплитный рифтогенез, что в последующем сопровождалось спредингом океанической коры и становлением южной Тавр-Загрос-Макранской ветви Мезотетиса. Рифтогенез в эпиконтинентальной платформенной области пери-Гондваны подтверждается распространением высокотитанистых субщелочных базальтов триаса в строении погруженных поднятий Аравийской окраины континента Гондваны. В позднегерцинском тектогенезе вся область Кавказа вплоть до Загроса-Макрана в континентальном режиме вступает в незавершенное коллизионно-орогенное развитие с характерной складчатостью южной вергентности и раскалыванием со сдвиговым перемещением блоков большой амплитуды.

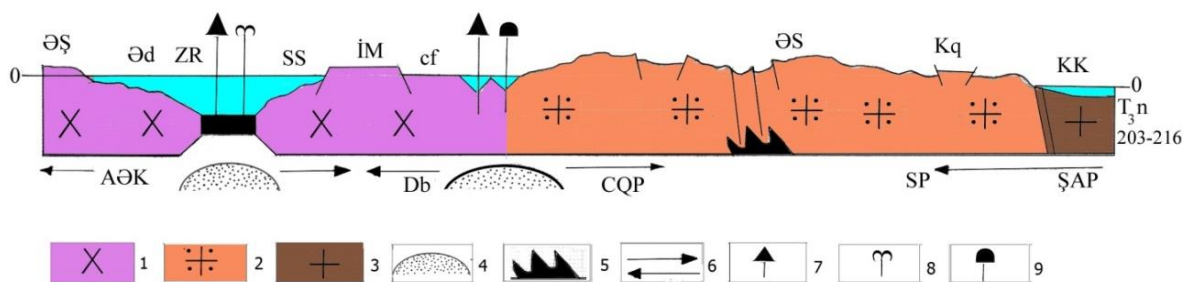


Рис. 1. Геодинамическая полярность в эволюции Загрос-Кавказского сегмента СЗП

**Типы земной коры:** 1 – Гондванский; 2 – зрелая континентальная кора; 3 – Восточно-Европейский;

**Магматизм и геодинамика:** 4 – мантийный диаспиризм; 5 – офиолитовая сутура нео-Палеотетиса; 6 – направление движения континентальных плит; 7 – базальтовый вулканизм окраинно-континентальных поднятий; 8 – толетовый вулканизм спрединговых хребтов глубоководных бассейнов; 9 – высокотитанистый рифтогенный вулканизм;

**Сокращенными буквами указаны:** АЭК – Афро-Аравийский континент; ЭС – аравийский щит; Эд – Аравийский склон и подножье; ZR – Загросский глубоководный бассейн; IM – Иранский микроконтинент; SS – Южный склон и подножье микроконтинента; DB – Даралагезский блок Иранской плиты; GF – Джульфинское поднятие; CQP – Южнокавказская плита; SP – Скифская плита; SAP – Восточноевропейская платформа; KK – Карпинский кряж; Kq – Кумское вулканоплутоническое поднятие; ЭС – Главный хребт Б.Кавказа

Перед заложением Мезотетиса другой характерной парадигмой эволюции наращенной на юг активной окраины Евразии является довольно короткий период обстановки жесткой коллизионной геодинамики и в связи с этим отсутствие проявления гранитоидного магматизма, хотя на Скифско-Туранской плите, по данным В.Е.Хаина (1979), на довольно протяженном поясе развит островодужный вулканизм перми-триаса. Указанные процессы нами объясняются наступлением в Земной сфере глобальной обстановки растяжения, соответствующей началу раскрытия Атлантического и Индийского океанов. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП в раннекиммерийском тектогенезе синхронно происходило рифтогенное раскалывание наращенной активной окраины Евразии и формирование мозаичных глубоководных бассейнов с океанической корой Мезотетиса.

В эволюции Тетиса установленная и доказанная нами **закономерность региональной структурно-геодинамической полярности** является основной парадигмой Мезотетиса, а также дополнением к классической теории тектоники литосферных плит. Указанная закономерность отражает проблемы глубинной геодинамики плюм-потока и мантийного диапиризма. Нам представляется, что глубоководные бассейны с океанической корой складчато-орогенных систем независимо от их возраста и океаны в Земной сфере являются самостоятельными мегаструктурами Земли (Рустамов, 1987, 2005, 2007, 2016).

#### **Системы Мезотетиса Кавказа и плейт-тектоника переходных периодов**

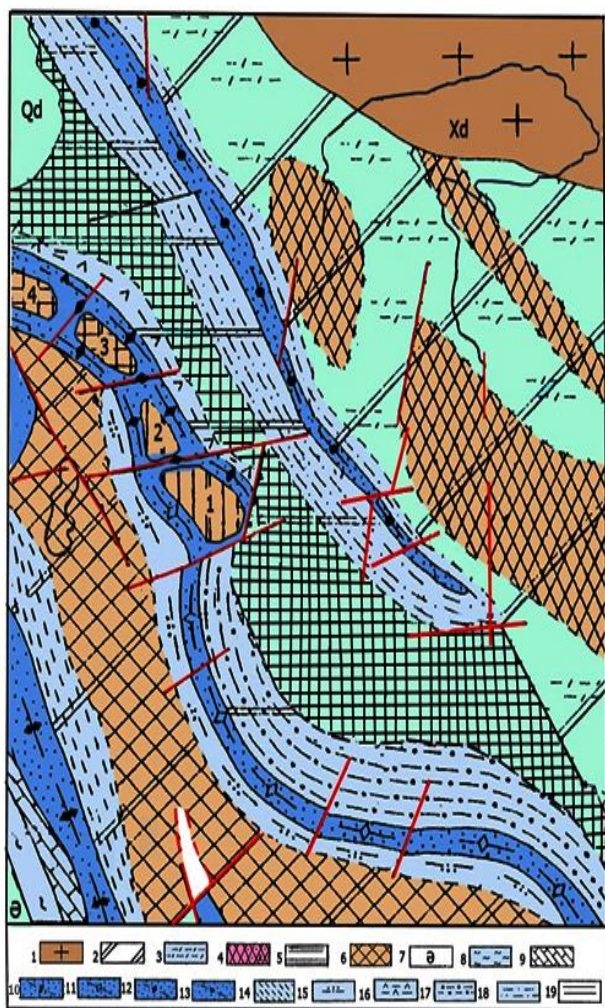
В позднем триасе фронтально наращенная пери-Евразия до Загроса на раннекиммерийском этапе тектогенеза рифтогенно раскалывается с зарождением мозаичных глубоководных бассейнов Мезотетиса. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП своеобразная палеогеографическая и палеотектоническая эволюция, в том числе структурно-пространственная закономерность проявления магматизма различных серий, формирования новых плейт-тектонических зон в каждой его системе, их своеобразная металлогения и многие особенности в основном обусловлены заложением, развитием и окончательным закрытием глубоководных бассейнов Мезотетиса. В пределах последнего Кавказский сегмент, составляющий его северную ветвь, представлен Малокавказским и Большекавказским самостоятельными глубоководными системами соответственно с океанической и субокеанической корой (рис. 2,3,4,7). При этом они каждый в отдельности являются самостоятельными тектонотипами, осо-

бенно согласно кинематике спрединга, и характеризуются своеобразными и общими индикаторными признаками после процессов рифтинга на переходных этапах эволюции глубоководных бассейнов. Нужно подчеркнуть, что многие индикаторные факторы в геодинамическом аспекте были установлены в результате длительных геологических исследований на Кавказе с позиции фиксизма. К сожалению, в связи с тем, что при анализе и обобщении большого количества материалов с позиции тектоники литосферных плит на недостаточном уровне использовались известные и новые комплексные данные, то на Кавказском сегменте основные проблемы происхождения и эволюции Мезотетиса не были решены, не получили своего подтверждения и вызвали много вопросов. Анализ и решение проблемных, порою дискуссионных вопросов широко освещается в трудах автора (Рустамов, 2005, 2007, 2016).

Глубоководные бассейны Большого Кавказа с субокеанической корой и Малого Кавказа с океанической корой не являются унаследованным продолжением сквозного развития Палеотетиса, а представляют собой самостоятельные системы северной ветви Мезотетиса. Большекавказская система прослеживается от Добруджи на западе через Крым, Большой Кавказ, погруженный Абшеронский порог и Копетдаг до Бадхызской ветви Урал-Оманского лениамента на востоке на протяжении более 2200 км. Данная система также не является окраинным морем малокавказского океана Тетис, обе системы почти синхронно возникли в процессах рифтинга-спрединга по наиболее мобильным и проницаемым зонам глубинных разломов нового тектонического плана пери-Евразии. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП нами установлена северная направленность миграции рифтогенного заложения глубоководных бассейнов, а в Большекавказской системе процесс рифтинга и погружения дна бассейна имеет восточную направленность.

Непосредственной прелюдией к началу рифтинга и распаду наращенной пери-Евразии в Кавказской ветви Мезотетиса следует считать обширные излияния высокотитанистых оливиновых базальтов и толеитов вдоль осевой зоны и в листрических разломах рифтогенеза. Они обнаруживаются в подстилающих толщах островодужных комплексов, в офиолитовом меланже и аккреции, а также в протяженном поясе агматитов и ксенолитов амфиболизированных аподиабазов в виде экзотических глыб в Мегри-Ордубадском батолите. Фрагменты высокотитанистых вулканитов на северной окраине Иранской плиты или на южном борту Малокавказского





**Рис. 2.** Плейт-тектоническая карта раннеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Раннеиммерийский тектогенез. Триас (рэт) – юра (аален) 203-172 Ма

**Континенты и внутренние плиты:** 1 – Восточно-Европейская платформа с палеозойскими рифтами; 2 – Скифская и Туранская плиты герцинидов; 3 – раннеплатформенный чехол; 4 – абсолютные поднятия герцинидов; 5 – Южнокавказская плита герцинской консолидации с трансгрессивно-резерсивными полями; 6 – Иранская и Кевирская плиты байкалидов, возникшие в результате раскола Гондваны; 7 – Аравийский шельф; 8 – Батимальное окраинное море Аравийского подножья; 9 – окраинно-континентальное поднятие с нестабильным режимом, известняки и лавовые потоки триаса и юры.

**Океанические и субокеанические бассейны** (вне масштаба) системы Мезотетиса: 10 – зоны рифтогенеза с последующим спредингом океанической коры; 11 – зоны рифтогенеза и редуцированного спрединга в раннем лейасе; 12 – зоны рифтогенеза и непрерывистого, ветвящегося спрединга; 13 – зона рифтогенеза и рассеянного прерывистого спрединга утоненной коры.

**Континентальные окраины:** 14 – склон Иранской плиты на пассивной окраине Загросского океанического бассейна; 15 – северные пассивные склоны Иранской и Кевирской плит, местами по листрическим разломам базальтовый вулканизм; 16 – пассивный трансгрессивный склон Малокавказского океанического бассейна; 17 – пассивный склон Альборс-Биналуда; 18 – трансгрессивные склоны Большекавказского турбидитового субокеанического бассейна; 19 – некоторые типы разломов.

глубоководного бассейна выступают на границе поднятий герцинидов с мел-палеогеновыми синклиниями юга М.Кавказа и Гарадага в Иране, цепь последних в мезозойском субстрате трассирует погруженную Веди-Зангезур-Гарадагскую сутуру офиолитов, впервые установленную автором (Рустамов, 1979). Непрерывным восточным продолжением последней является погруженная и обнаженная Сабзеварская сутура перед островодужной плейт-тектонической зоной Альборса, Аладага и Биналуда в Иране. Важным фактом является участие высокотитанистых базальтоидов рэта в строении песчано-сланцевой толщи Шимшак (рэт-аален, Huber, 1977), слагающей континентальные склоны Предальборского океанического бассейна. Аналогичное взаимоотношение наблюдается в строении туфогенно-терригенной толщи с вулканитами и покровами базальтов на Мургузском хребте, залегающей в основании островодужной вулканогенной толщи байоса на СВ склоне М.Кавказа и имеющей пространственную и структурную связь с Бейбуртскими горами в Турции (Азизбеков, Рустамов, 1973; Sengor, Yilmaz, 1981). Таким образом, рифтогенное заложение М.Кавказ-Альборской глубоководной системы по неопровержимым геологическим материалам устанавливается на рубеже рэта-лейаса. В глобальном масштабе поздний триас соответствует периоду распада Гондваны и началу образования бассейнов Атлантического и Индийского океанов. Очевидно то, что активная окраина пери-Евразии на рубеже триаса-юры испытывает геодинамическую обстановку растяжения в связи с вращательной кинематикой при дивергенции континентов Гондваны и Евразии, особенно в результате синхронного, но с различной скоростью перемещения на Земной сфере по отношению к ее полюсам. Поэтому в процессе обособления Загросской южной системы Мезотетиса перед норрийским веком продолжается последовательная миграция рифтинга и плитное расчленение в глубь активной окраины пери-Евразии. Начинается заложение северных систем Мезотетиса: Малокавказско-Альборской в рэтском веке и Крым-Большекавказ-Копетдагской – в предсинемюрское время.

В раннеиммерийском тектогенезе, соответствующем раннеокеаническому этапу эволюции Мезотетиса в обстановке общей дивергенции континентов происходит формирование глубоководных бассейнов Большого и Малого Кавказа. Спрединг коры бассейнов достигает максимума в тоаре-аалене. В результате в Кавказской северной ветви Мезотетиса были

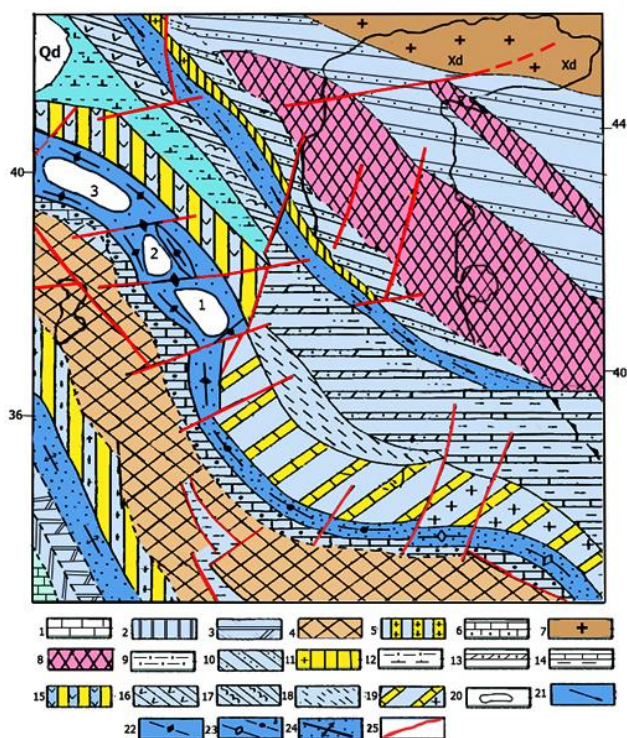
обособлены самостоятельные плейт-тектонические системы: Большекавказская – представлена осевым Гойтхско-Туфанским эффузивно-аспидно-сланцево-турбидитовым грабен-трогом с резургентной субокеанической корой и пассивными континентальными склонами герцинской консолидации на Южнокавказской и Скифской плитах соответственно на южном и северном бортах глубоководного бассейна; Южнокавказская плита герцинской консолидации с гетерогенным блоковым строением состояла в основном из горно-складчатой трансгрессивно-регрессивной области со зрелой корой герцинидов и блоками примитивной незрелой базитовой коры исчезнувших остаточных прогибов Палеотетиса и локальных кулисообразных поднятий на южном фланге последнего. Данная плита между глубоководными бассейнами характеризуется различными типами плейт-тектонических структур активной и пассивной окраин, вместе с тем ее относительная стабильная зона в меловой период субмеридиональными разломами раскалывается на Южнокаспийскую, Азербайджанскую и Грузинскую глыбы. В системе глубоководного бассейна М.Кавказа с океанической корой содержащиеся в нем террейны с субстратом байкалидов отделяются от Центрального Иранского микроконтинента. Эта система в раннекиммерийском тектогенезе наряду с пассивными склонами главным образом характеризуется своеобразной сложной внутренней геоморфологией, что выражено широкой зоной углублений дна, разветвленными спрединговыми хребтами, простирающимися как согласно простиранию бортовых зон бассейна, так и между террейнами Талыша, Кафана и Мисхана (рис. 2,4).

На раннеокеаническом этапе эволюция северной ветви Мезотетиса в глобальной геодинамической обстановке дивергенции типа континент-плита на Б.Кавказе, а на М.Кавказе – плита-плита совершается довольно различными вариантами кинематики спрединга. Причем в Малокавказском бассейне процесс спрединга вдоль глубинного разлома приурочен, как и в современных океанах, исключительно к внутрибассейновым спрединговым хребтам (поднятиям) и состоит из отдельных непрерывных ветвей, простирающихся согласно направлению к границам северного и южного бортов глубоководного бассейна и между террейнами. Спрединговые зоны между террейнами после позднекиммерийского тектогенеза превращаются в глубинные разломы трансформенного типа (Аразчайский, Тертерский). В отличие от внутрибассейновых спрединго-

вых хребтов Малокавказского типа в Большекавказском глубоководном бассейне зона дивергенции вдоль глубинного разлома представлена центрально-осевым рифтогенным грабеном Гойтхско-Туфанского трога. Причем процесс спрединга приурочен к параллельным, прерывистым, кулисообразным отдельным ветвям единой зоны глубинного разлома. Поэтому в строении трога не наблюдается разрыва сплошности резургентной коры, однако проявление толеитов и высокотитанистых субщелочных базальтов, аналогично Малокавказской системе, однозначно доказывает в глубинной геодинамике диапиризм разуплотненной мантии, формирование магматических очагов на двух уровнях и др. процессы.

Эволюция Кавказских сдвоенных глубоководных бассейнов на раннеокеаническом этапе завершается парадоксальным развитием в геодинамической обстановке общей компрессии и сближением континентов на фоне проявления фазы диастрофизма и завершения киммерийского цикла тектогенеза в неокомском веке (Закариадзе и др., 1990). В Большекавказской системе турбидиты и эффузивно-субвулканические комплексы осевого грабена Гойтхско-Туфанского трога подвергаются интенсивной дислокации, и их аккреционная призма вдоль надвига Главного хребта наращивает андийский тип активной окраины Скифской плиты. Закрытие осевого грабена глубоководного бассейна сопровождается смещением новообразованного черносланцевого некомпенсированного желобообразного грабена к югу, который занимает подножье северной пассивной окраины Южнокавказской плиты. Желобообразный грабен наследует югонаправленную субдукцию в средней юре. Согласно поперечной сегментизации системы в средней юре (байос-бат) проявлен последовательно дифференцированный островодужный вулканоплутонический магматизм в Гагра-Джавской и Кахетино-Вандамской плейт-тектонических зонах Южного склона Б.Кавказа с субстратом герцинской консолидации Южнокавказской плиты. При этом к востоку экстенсивность вулканизма заметно падает, и поэтому гранитоидные интрузии в Кахетино-Вандамской зоне в общем не проявлены. Следует особо подчеркнуть, что проявления юрского магматизма на южной и северной активных окраинах Южнокавказской плиты подчиняется **закономерностям геодинамическо-магматической полярности**, что обусловлено темпом и направлением вращательного движения ее при компрессионной геодинамике.





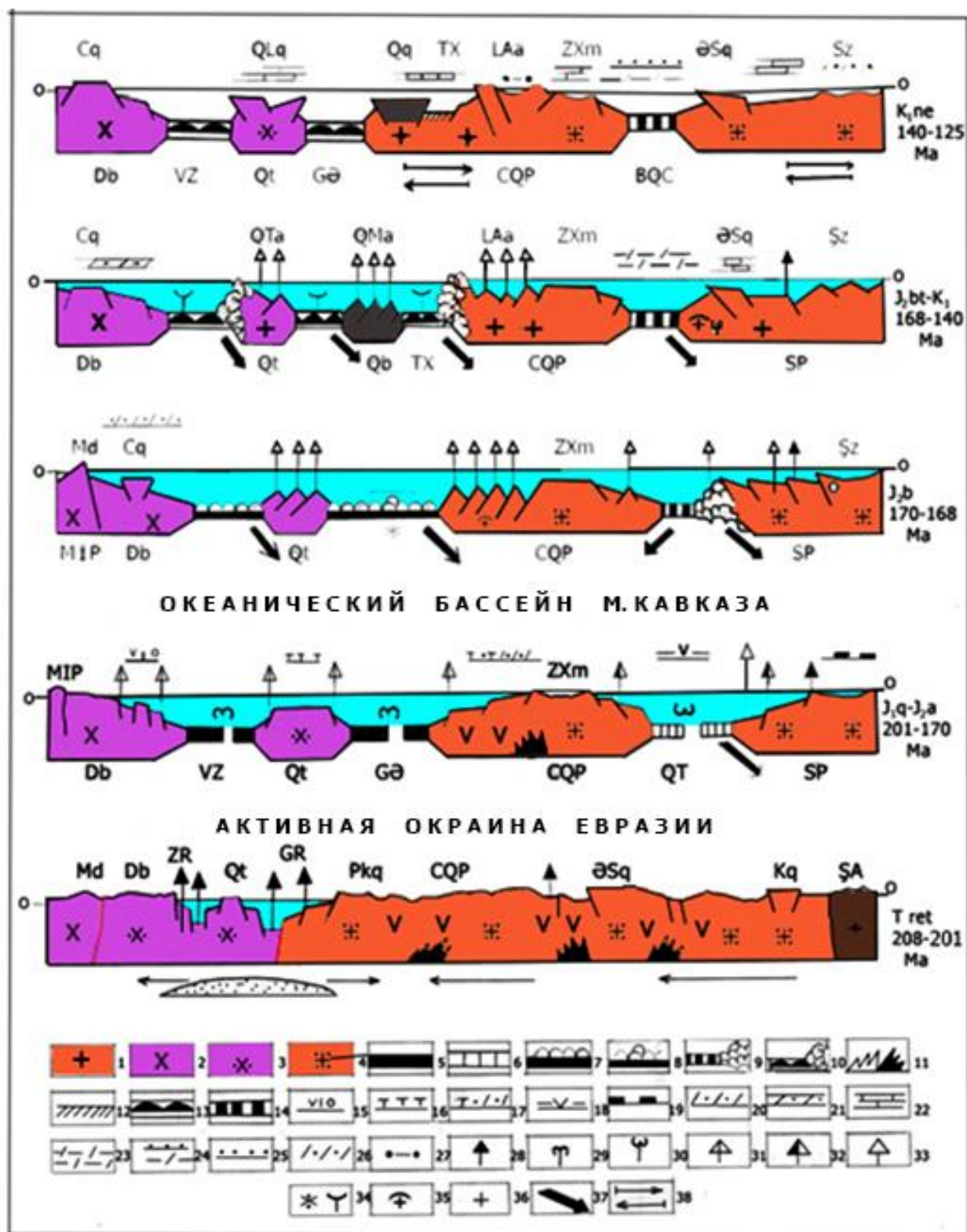
**Рис. 3.** Плейт-тектоническая карта раннеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Позднекримейский тектогенез. Юра (байос) – Мел (неоком) 172-125 Ма

**Континенты и внутренние плиты и их окраины:** 1 – Аравийский шельф; 2 – турбидитовые подножья; 3 – окраинное поднятие Загросской системы; 4 – относительные поднятия Иранской и Кевирской плит; 5 – активная окраина плит на северном борту Загросского океанического бассейна; 6 – пассивный склон плит на южном борту М.Кавказско-Альборского океанического бассейна; 7 – Восточноевропейская платформа; 8 – герциниды Скифской и Туранской плит; 9-10 – морские и лагунные зоны этих плит; 11 – активная аккреционная окраина Скифской плиты; 12-14 – относительно стабильная зона Южнокавказской плиты между глубоководными системами Большого и Малого Кавказа; 15 – активная островодужная Лок-Агдамская окраина Южнокавказской плиты; 16-17 – после закрытия и аккреции осевого грабена в Б.Кавказской системе миграция желобообразной осевой зоны к югу сопровождается развитием активной островодужной окраины (Гагра-Джавская зона) Южнокавказской плиты, к ЮЗ вулканоплутонический процесс затухает; 18 – сопряженная зона Альборской и Южнокавказской плит; 19 – на северном склоне Альборского океанического бассейна отложения Шимшиакской мощной толщи и проявления на Аладаг-Биналудском сегменте островодужного магматизма; 20 – в Малокавказско-Альборской системе террейны: Талыш (1), Кафан (2), Мисхан (3);

**Океанические и субокеанические глубоководные системы (вне масштаба) Мезотетиса:** 21 – в Большекавказской системе закрытие Гойтхско-Туфанской осевой зоны трога со смещением ее к югу и причислением аккреционных комплексов к Скифской системе, сопровождаемым двухсторонней субдукцией; 22 – в Малокавказской системе сложная геодинамическая эволюция, сопряжения террейнов и др. процессы сопровождаются формированием сдвоенных глубоководных бассейнов с корой меланжированных офиолитов; 23 – в Предальборской глубоководной системе неравномерное распределение обстановки компрессии, в то время как Аладаг-Биналудский ее сектор характеризуется высоким темпом субдукции; 24 – Загросская глубоководная система Мезотетиса; 25 – транс-континентальные и региональные типы разломов.

На Скифской наращенной активной окраине в связи с началом в позднем тоаре или на рубеже тоара-аалена северонаправленных субдукционных процессов и аккрецией комплексов осевого трога в средней юре проявлен контрастный вулканизм преимущественно с кислыми дериватами и габбро-гранитоидными интрузивами, развитие которых свидетельствует в отношении М.Кавказа о несколько раннем начале северонаправленной субдукции. Они составляют северокавказские вулканоплутонические ассоциации (Борсук, 1979; Ломизе, 1983). Наряду с этим особое значение имеет дискретное развитие среди аккреционного комплекса со слабой экстенсивностью позднего вулканизма (166 Ма) известково-щелочной серии и малых интрузий габбро-плагиогранитов (150 Ма). Таким образом, наращенная активная окраина Скифской плиты совместно с аккреционным комплексом превращается в трангрессивно-регрессивное поднятие и, по мнению В.Е.Хаина (1950), они составляют «кордильеры» на пограничном рифово-карбонатном шельфе флишевого бассейна южного склона Б.Кавказа.

В Малокавказской системе, начиная с байосского века, завершение раннеокеанического этапа эволюции в нарастающей обстановке компрессии знаменуется затуханием спрединга внутрибассейновых хребтов, меланжированием океанической коры, началом СВ направленности субдукции на ЮЗ активной Понтийско-Малокавказской окраине Южнокавказской плиты и по Зангезурской аккреции офиолитов под Кафанский террейн с проявлением высокой экстенсивности островодужного вулканоплутонического магматизма на среднеюрском и позднеюрско-раннемеловом этапах (рис. 3,4). При этом Талышский и Мисханский террейны, в отличие от Кафанского, имеют совершенно другую геодинамику, и в период кульминации диастрофизма на рубеже  $J_3$ - $K_1$  завершается их сближение и сопряжение по простиранию, что придает Малокавказскому глубоководному бассейну сдвоенный характер. Выделяется Веди-Зангезурский и Гейча-Акеринский трог, разобщенные поднятием островов или мелководным морем известняковой толщи неокома (Рустамов, 2012, 2016). Период проявления в зоне сопряжения по Аразчайскому глубинному разлому синхронного островодужного вулканизма, распространенного в целом на Кафанском поднятии и исключительно в СЗ секторе Талышского террейна, а также позднеюрско-раннемелового островодужного вулканоплутонического магматизма в ЮВ секторе Мисханского террейна является парадигмой геодинамики террейнов.



**Рис. 4.** Геодинамическая модель раннеокеанического этапа эволюции Мезотетиса Кавказского сегмента СЗП. Ранний и поздний киммерийский тектогенез. (208-125 Ma)

**Типы земной коры:** 1 – Восточноевропейский; 2 – Гондванский; 3 – несколько измененный Гондванский тип; 4 – зрелая кора герцинской консолидации; 5 – океаническая кора; 6 – субокеаническая кора; 7 – меланжированная офиолитовая кора; 8 – симатическая юная островная дуга аккреции меланжированных офиолитов с бонинтовой серией магматизма; 9 – аккреционная призма аспидных сланцев и различных фаций базальтоидов; 10 – аккреции офиолитов вдоль субдукционной зоны, которые покрываются альбской трансгрессией; 11 – погруженные офиолитовые сuture Палеотетиса и нео-Палеотетиса; 12 – интрадуговой прогиб с симатической корой; 13 – на различном уровне консолидированная кора со сложной геоморфологией; 14 – субокеаническая кора флишевого бассейна с тенденцией смещения к югу.



**Типы отложений:** 15 – доломиты триаса покрываются базальтами и трансгрессивными терригенами аалена; 16 – свита чередования терригенов и туфов; 17 – вулканогенно-осадочная свита к югу чередуется с трансгрессивными терригенными отложениями; 18 – базальтовые покровы и их субвулканические тела среди аспидных сланцев; 19 – чередования углистых терригенов; 20 – известковые глины и песчаники; 21 – терригены с известняками и мергелями; 22 – известняки и мергели; 23 – олистолиты карбонатного флиша; 24 – карбонатный флиш, а на склоне – грубые чередования терригенов баррема; 25 – терригены различной зернистости и обломочности; 26 – известняки и мергелистые терригены; 27 – углистые карбонатно-терригенные.

**Магматизм и геодинамика:** 28 – внутриплитные рифтогенные толеиты и субщелочные базальты; 29 – базальтовый вулканизм типа средиокеанических хребтов; 30 – по спрединговым разломам прерывистый вулканизм с преобладанием субвулканов пластовой и сложной морфологии; 31 – на склонах бассейнов по листрическим разломам высокотитанистый базальтовый вулканизм; 32 – в аналогичном тектоническом положении кислые дифференциаты; 33 – островодужный вулканизм; 34 – на аккреционных симатических юных островодужных поднятиях Джил-Сатана тип гранитоидного магматизма бонинитовой серии; 35 – в сиалических островодужных зонах байосский вулканизм завершается внедрением интрузивов габбро-плагиогранитов; 36 – там же проявлена многоэтапная вулканоплутоническая ассоциация юры – раннего мела; 37 – субдукция океанической и субокеанической коры; 38 – относительная стабилизация геодинамики континентов.

**Сокращенными буквами обозначены:** MIP – Центральная Иранская плита; Md – поднятия Мишовдага этой плиты; Дв – Даралагезский блок этой плиты; ZR – Зангезурский рифт; Qt – Кафанский террейн; GR – Гейча-Акеринский рифт; Əsq – поднятия Главного хребта; Kq – Кумское поднятие триаса; Веди-Зангезурский (VZ) и Гейча-Акеринский бассейны с океанической корой; Sq – Джульфинское поднятие; QTA – островные дуги Кафанского и Талышского террейнов; QMa – Гарабагская аккреционная симатическая дуга; TX – Тоурогачай-Ходжавендский остаточный интрадуговой прогиб с корой меланжированных офиолитов; LAA – Лок-Агдамская сиалическая; SZ – шельфовая зона.

В Гейча-Акеринской ветви Малокавказского глубоководного бассейна в обстановке нарастающей компрессии в связи со сменой спрединга северонаправленной субдукцией формируются подводные покровы, аккреционные призмы и примитивные симатические поднятия меланжированных офиолитов (Книпер, 1975; Соколов, 1977). Симатические поднятия типа Гарабагского на юном этапе развития с бонинитовой серией вулканоплутонического магматизма (массив Джил-Сатана по Закариадзе и др., 1990) совместно с Тоурогачай-Ходжавендской зоной в аккреционной призме меланжированных офиолитов наращивают островодужную (Ганзинский блок) ЮЗ окраину Южнокавказской плиты. При этом сжато-скупенные офиолиты длительное время до апт-альбской трансгрессии вступали в обстановку суши и служили терригенным источником мелководных морей с отложением титаномагнетитовых песчаников на СВ склоне М.Кавказа. На новом переходном этапе протяженная аккреционная зона составляет субстрат интрадугового надсубдукционного прогиба с меловым субщелочным вулканизмом. Интрадуговой прогиб и Гарабагская симатическая дуга в ЮВ простирании вырождаются в Аразчайском левостороннем трансформенном разломе. Поэтому ЮВ продолжение Лок-Агдамского островодужного пояса и Гейча-Акеринской офиолитовой сутуры представляют Миль-Муганская погруженная дуга Билясувар-Карадонлинского и др. мелких гравитационных полей и высокая магнитная аномалия в Предталышском прогибе с интенсивной дислокацией молассов Куринской депрессии. В свою очередь они вырождаются в зоне Западно-каспийского глубинного разлома, представляющего серию трансформных разломов Закавказской ветви Палеотетиса (Рустамов, 2001).

Наступающая в неокоме стабильная обстановка и затухание киммерийского цикла магматизма сменяются развитием СЗП на позднеокеаническом этапе в условиях растяжения и почти повсеместного погружения плейт-тектонических зон Мезотетиса вследствие проявления раннеальпийского тектогенеза (Rustamov, 2002; Рустамов, 2012). Поэтому в Кавказском сегменте отложения апта-альба имеют трансгрессивный характер и покрывают области суши по обрамлению глубоководных бассейнов. При этом трансгрессия достигает максимума в альбском веке. На данном переломном этапе обстановка растяжения наступила при абсолютно большом, но относительно разном темпе дрейфа на север Афро-Аравии и Евразии. В сдвоенных глубоководных бассейнах М.Кавказа со сложной геоморфологией дна и интенсивно дислоцированной офиолитовой корой в новом плане, в отличие от спрединговых хребтов в киммерийском тектогенезе, возникли Большекавказского типа рифтогенные грабены осевой зоны бассейнов. В эволюции системы сдвоенных бассейнов Мезотетиса М.Кавказа синхронно происходит спрединг, углубление и миграция желобообразного осевого грабена на юг к северному подножью сопряженных террейнов и подножью пассивного склона Иранской плиты (рис.5). В результате регенерация спрединга и северонаправленной субдукции и формирование цепи синхронных надсубдукционных задуговых прогибов (Газах, Барда и др.) сопровождаются проявлением мелового цикла вулканизма. Надсубдукционный позднемеловой вулканизм с различной, порою аномальной, петрохимической серией наблюдается также за пределом спредингового грабена в глубоководных бассейнах М.Кавказа. На данном переломном этапе кинематическая обстановка в зонах дивергенции характеризуется сложным вза-

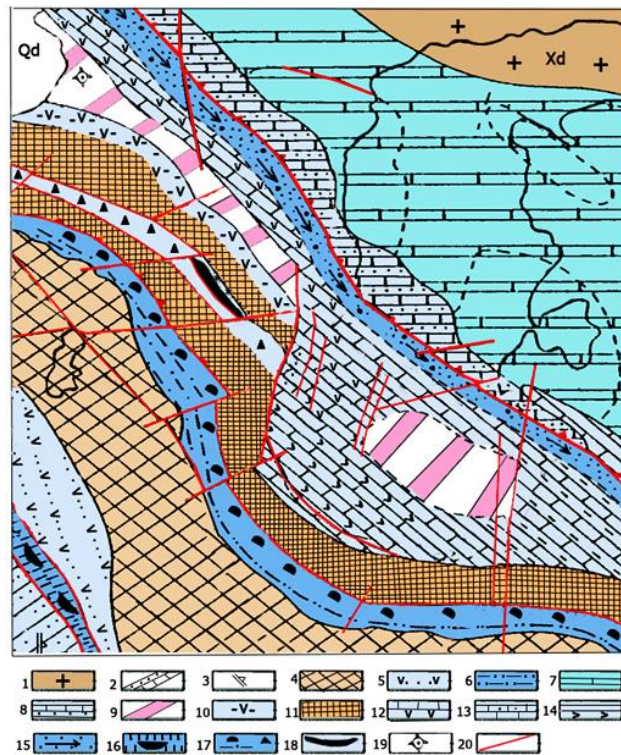
имодействием внутренних плит и различием темпов расширения бассейнов согласно их сегментации, унаследованной еще в киммерийском тектогенезе.

Начиная с австрийской складчатой фазы раннеальпийского тектогенеза, Мезотетис на рубеже сеномана-турона вступает в компрессионную геодинамическую эволюцию (рис. 5, 6). В сдвоенных глубоководных бассейнах происходит прекращение спрединга, реорганизация двухсторонних субдукций, сужение и быстрое их закрытие перед поздним коньяком. В обстановке компрессии желобоподобные осевые грабены дна сдвоенных бассейнов являлись вместилищем олистостромовой толщи и покровных пластин меланжа офиолитов. В этом кроются причины вопроса, поднятого Й.Штеклиным (1984): почему в офиолитовых поясах Мезотетиса обнаруживаются преимущественно эффузивно-радиоляритовые комплексы мелового возраста (Рустамов, 2012, 2016).

#### Плейт-тектоническое положение области Куринской депрессии в эволюции Мезотетиса

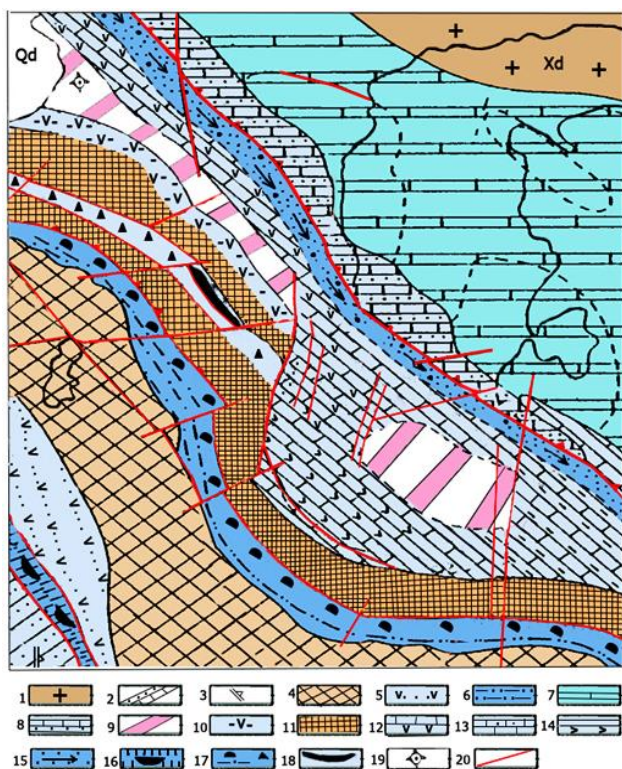
Детального исследования строения фаций и мощностей напряженно дислоцированных моласов кайнозоя недостаточно для оценки нефтегазового потенциала Куринской мегавпадины в том отношении, что основные индикаторные особенности ее определяются типом субстрата отдельных блоков и межблоковыми разломами, формировавшимися в фанерозойской геологической истории. В области Куринской депрессии на основе индикаторных признаков консолидации коры выявлены три типа плейт-тектонических зон Палеотетиса с довольно резко отличными субстратами (Рустамов, 2001). Они на определенном, но различном уровне наследуются при заложении и развитии структурно-геоморфологических плейт-тектонических зон Мезотетиса. В период заложения и развития глубоководных бассейнов Большого и Малого Кавказа горноскладчатая область герцинидов со зрелой корой превращается в стабильную трансгрессивно-регрессивную плейт-тектоническую зону Южнокавказской плиты с пассивным северным и активным южным склонами преимущественно терригенной фации седиментации, а на крайних шельфах – с периодическим отложением рифовых известняков. Данная относительно стабильная плейт-тектоническая зона после неокома в раннеальпийском тектогенезе по рифтогенным ветвям субмеридиональных трансконтинентальных разломов разобщается на Южнокаспийскую (массив Година), Азербайджанскую и Грузинскую глыбы. Последние, в частности Азербайджанская глыба, после закрытия в эоцене терригенно-флишевого за-

вершающегося бассейна Б.Кавказа, начиная с олигоцена, в напряженной коллизионной обстановке эволюции нео-Тетиса раскалывается с формированием антиформных и синформных структур в сопровождении красноцветных моласов.



**Рис. 5.** Плейт-тектоническая карта позднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Раннеальпийский тектогенез. Мел (апт-сеноман) 125-93 Ма  
1 – подножье Афро-Аравийского континента; 2 – поднятие на окраине континента; (3-7) – Центральная Иранская и Кевирская плиты; 3 – относительно стабильная область плиты; 4 – активные окраины с островодужной вулканоплутонической ассоциацией; 5 – смена стабильного поднятия отложением орбитолиновых известняков; 6 – Даралагезский блок с комплексами (Д-Т) окраинного моря герцинидов; 7 – смена суши морскими отложениями сеномана на пассивной окраине; (8-12) – Южнокавказская плита; 8 – пассивный склон флишевого бассейна; 9 – относительно стабильная и трансгрессивно-регрессивная область плиты; 10 – внутриплитный рифтогенез и разобщение относительно стабильной области плиты на Южнокаспийскую (массив Година) и Азербайджанскую глыбы; 11 – задуговой прогиб Альборса с синхронным вулканизмом (апт – нижний сеноман, формация Чалус) Южнокаспийского рифта; 12 – на ЮЗ фронтальной окраине плит цепи новообразованных задуговых прогибов с меловым вулканизмом и седиментацией карбонатной толщи верхнего сенона; 13 – мелководный платформенный чехол Туранской плиты после красноцветов баррема; 14 – на шельфе альбская трансгрессия полностью покрывает Скифскую плиту морской неритовой седиментацией; (15-16) – различного типа поднятия герцинидов; (17-19) – глубоководные бассейны после относительного затихания в неокоме, желобобразная регенерация нового типа спрединга, миграция осевого грабена на юг, синхронная субдукция; 20 – Загросский бассейн также характеризуется миграцией спрединговой зоны на юг к подножью Аравии; 21 – разломы трансконтинентального и трансформенного типа.





**Рис. 6.** Плейт-тектоническая карта поднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса СЗП. Раннеальпийский тектогенез. Мел (турон-маастрихт) 94-66 Ма

**Континенты и внутренние плиты:** 1 – Восточно-Европейская платформа континента Евразии; 2 – Аравийский окраинно-континентальный остаточный прогиб после закрытия Загросского океанического бассейна; 3 – некоторые офиолитовые покровы; 4 – относительно стабильные и шельфовые области Иранской плиты; 5 – островодужная зона с задуговым прогибом; 6 – пассивная северная окраина плит трансформируется глубокоководным окраинно-плитным трогом с соответствующими фациями и участием олистоцитов, которых после окончательного закрытия океанического бассейна резко сменяют карбонаты. Пассивная окраина на Даралагезском блоке Иранской плиты превращается в активную Андского типа, и происходит заложение Джульфа-Чалхамгалинского рифта с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом позднего турона – раннего коньяка; (7-8) – Скифская и Туранская плиты с платформенным чехлом и местами суши; (9-12) – Южнокавказская плита; расчленение относительно стабильной области на самостоятельные глыбы, формирование за их пределами островных дуг, задуговых прогибов и активной окраины; 13 – Южнокаспийский меридиональный рифт, разобщающий Азербайджанскую глыбу и массив Година, характеризуется широкой зоной фланговых ступеней, протягивающейся до Западнокаспийского глубинного разлома, которую ошибочно относят к Куринскому прогибу; 14 – задуговой прогиб на Альборской активной окраине с интенсивным вулканизмом также завершается отложением карбонатов. На современном ложе Южнокаспийского бассейна он совместно с меридиональным рифтом выражен дугообразной глубокоководной частью моря.

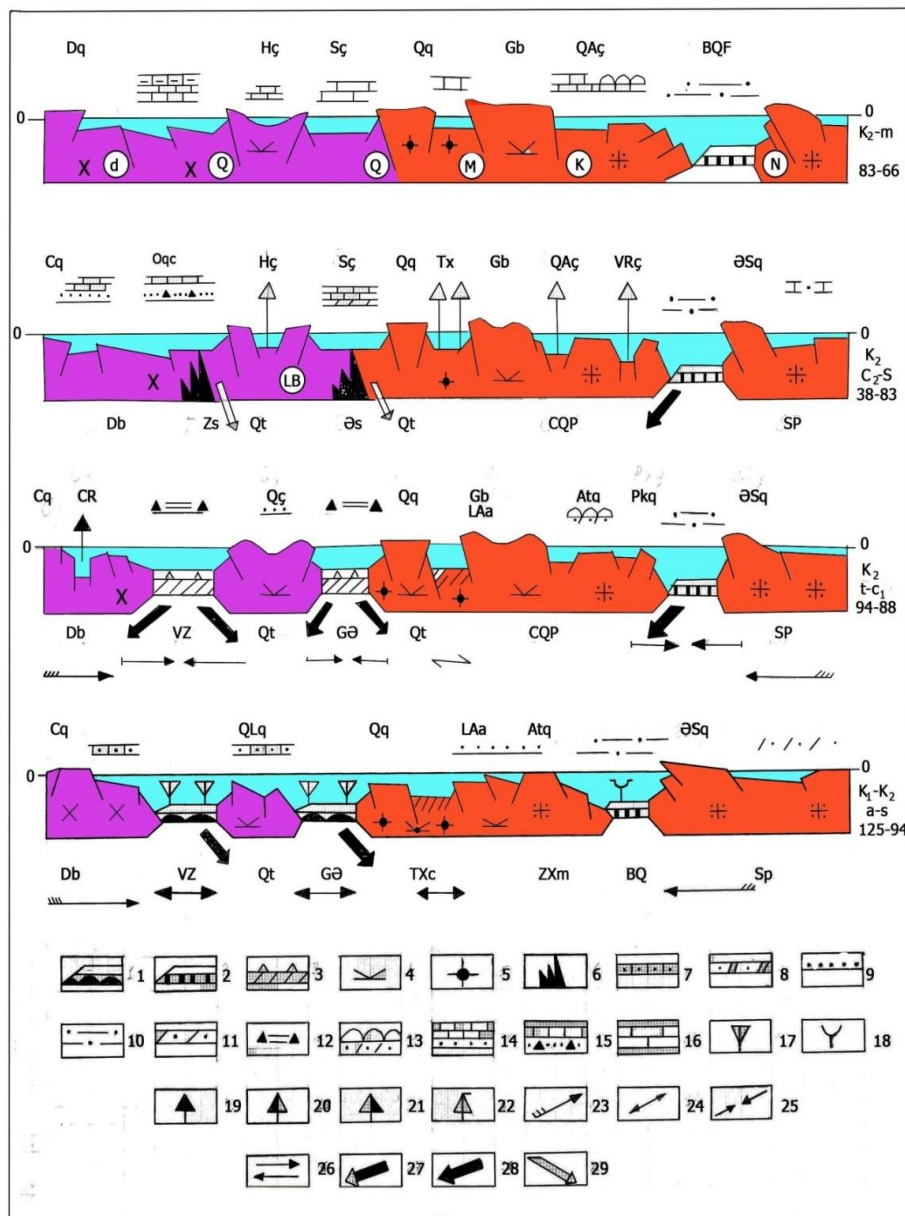
**Бассейны Мезотетиса с океанической корой (15-17);** 15 – Большекавказский терригенно-карбонатный флишевый бассейн в компрессионном режиме не закрывается, и осевая зона его с черными кремнистыми глинистыми сланцами постепенно смещается на юг и превращается в терригенный флишевый бассейн; 16 – Загросская сутура и аккреционная зона представлены надвигами, офиолитовыми

покровами и местами гравитационным течением офиолитов, покрытыми отложением верхнего маастрихта; 17 – В бассейне М.Кавказа сопряжение террейнов и формирование сдвоенных глубокоководных зон, и в каждом смещение желобообразного грабена к югу, двусторонняя субдукция и закрытие бассейнов завершается перед поздним коньяком с покрытием сутуры офиолитов в остаточных прогибах карбонатной толщей позднего сенона; 18 – Гарабагское поднятие с субстратом аккреции офиолитов и бонинитовым магматизмом; 19 – В Грузинской глыбе рифтогенный субцелочный вулканизм; 20 – разломы различного типа.

Их сравнительно высокая радиация и наличие в составе высококремнистых, темно-черно-окрашенных пород и др. особенностей свидетельствуют о глубинно-флюидном тепломассопотоке в процессе осадконакопления.

В пределах Куринской мегавпадины область антиформных и синформных структур герцинидов со зрелой сиалической корой занимает ее СВ блок, южную границу которого от ЮЗ блока с субстратом цепью меловых задуговых прогибов строго определяет Чатмин-Аджиноурский глубинный разлом. Последний в свою очередь наследует офиолитовую сутуру Южнокавказской ветви Палеотетиса. Погруженная сутура офиолитов, впервые выявленная автором, простирается от коленчатого меридионального изгиба в Западнокаспийских трансформенных разломах через южную акваторию Каспия и далее по границе складчатой зоны Копетдага и островодужного пояса Альборса, Аладага-Биналуда до соединения с известной Мешхедской палеозойской аккреционной зоной (Рустамов, 1997, 2005; Rustamov, 2004). Наряду с этим установлено, что Западнокаспийская зона глубинного разлома представляет собой одну из ветвей Волжско-Каспийского трансконтинентального линеамента и в период Палеотетиса создает по правосторонним трансформным разломам коленчатый изгиб офиолитовой сутуры Южнокавказского глубокоководного океанического бассейна. В период активизации в раннеальпийском тектогенезе по Южнокаспийской ветви данного линеамента был заложен рифтогенез с интенсивным трещинным вулканизмом (синхронно с формацией Чалус Предальборса) с многочисленными субвулканическими телами базальтоидов и диабазов, которые составляют «центр сосредоточенного магматизма». Поэтому мнение геофизиков и нефтяников о сложении субстрата Южнокаспийской мегавпадины океанической корой является глубоко ошибочным. Восточную ветвь линеамента представляет Мессерианская зона глубинного разлома, которая в коллизионной геодинамике контролирует формирование Западнотуркменского прогиба Южнокаспийской мегавпадины.





**Рис. 7.** Геодинамическая модель позднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента СЗП. Раннеальпийский тектогенез (125 - 66 Ма)

**Типы земной коры (дополнение):** 1 – Малокавказские двоянные глубоководные бассейны с меланжированной офиолитовой корой и сложной геоморфологией ложа в киммерийском тектогенезе не закрываются, происходит миграция желобообразной спрединговой зоны к югу – подножью пассивной плиты при синхронном спрединге и субдукции коры; 2 – Большекавказский флишевой бассейн с резургентной корой и своеобразным спредингом и резургенцией по ветвям осевого глубинного разлома и формирование желобообразного грабена с черными глинистыми сланцами смещаются к югу и являются единственной зоной дивергенции плит на Кавказе; 3 – в процессе закрытия океанических бассейнов на юных аккреционных поднятиях слабо проявлен вулканизм латит-трахитов и исландитов верхнего мела; 4 – относительная консолидация земной коры в киммерийском тектогенезе; 5 – симатическая кора, консолидированная в киммерийском тектогенезе; 6 – офиолитовая сутура вдоль остаточных прогибов.

**Типы отложений:** 7 – известковые терригены; 8 – карбонаты, аргиллиты и др.; 9 – терригены с различной обломочностью; 10 – терригенные флиши; 11 – терригенные карбонаты; 12 – офиолитовые покровы и олигостромы; 13 – карбонаты и рифовые известняки; 14 – известковые глины, алевролиты и др. сменяются известняками; 15 – черные и темно-серые тонкослоистые аргиллиты местами содержат офиолитовые олигостолиты; 16 – толстослоистые известняки.

**Магматизм и геодинамика:** 17 – в желобообразном грабене бассейнов рассеянный, прерывистый спрединг и высокотитанистый базальтовый вулканизм; 18 – рассеянный прерывистый спрединг со слабой субвулканической фацией; 19 – Андийская активная окраина и внутриплитный субцелочный рифтогенный вулканизм; 20 – интрадуговые прогибы слабодифференцированного вулканизма; 21 – в интрадуговом прогибе с симатической корой проявлен субцелочный и целочный вулканизм; 22 – задуговые прогибы незрелой коры, проявления широко дифференцированного вулканизма без интрузивной фации; 23 – направление движения плит; 24 – в главной зоне глубинного разлома по вторичным рассеянным разломам процесс растяжения и компрессия; 25 – региональная компрессия; 26 – относительная стабилизация движения плит и континентов; 27 – ранний этап субдукции океанической и субокеанической коры; 28 – то же на окончательном этапе; 29 – глубинная субдукция слэбов симатической коры.

В период Мезотетиса Западнокаспийский глубинный разлом является главным тектоническим элементом, контролирующим периклинальное выхождение погруженных плейт-тектонических структур Малокавказской системы, в частности ЮВ продолжение сутуры офиолитов, Миль-Муганских островных дуг, являющихся ЮВ продолжением Лок-Агдамского пояса островных дуг и Болниси-Газах-Бардинской цепи меловых задуговых прогибов. Область островодужного пояса и цепи задуговых прогибов составляет юго-западный блок фронтально активной окраины Южнокавказской плиты. В пределах последней границу между блоками активной окраины и относительно стабильной зоной зрелой коры герцинидов составляет Чатмин-Аджиноурский глубинный разлом, который в свою очередь является границей между мезократ-базитовым и зрелым герцинским сиалическими типами субстрата Куринской мегавадины. О принадлежности субстрата цепи задуговых прогибов к мезократовым типам свидетельствует также незавершение широко дифференцированного мелового островодужного вулканизма внедрением гранитоидного магматизма. Значит, эта зона в Куринской мегавадине со стороны СВ блока окружена сиалической корой герцинидов, а ЮЗ блока – зрелой корой киммеридов, что совместно с новообразованной меридиональной Евлах-Агджабандской зоной служит основой для причисления их к наиболее мобильным структурам мегавадины на коллизионном этапе эволюции региона. С другой стороны, важное значение имеет то, что Западнокаспийский глубинный разлом составляет границу между Куринской и Южнокаспийской мегавадинами. В тектоническом строении региона выделение Нижнекуринского прогиба является ошибочным, так как Нижнекуринская низменность составляет западную фланговую ступень Центрального Южнокаспийского меридионального рифта, который совместно с задуговым прогибом Предадьборса с синхронным вулканизмом образует наиболее глубокое ложе Южнокаспийского бассейна.

### Выводы:

– Геодинамическая эволюция и плейт-тектоника Мезотетиса однозначно свидетельствуют о необоснованности предложенных исследователями реконструкций, в которых в данном сегменте СЗП выделяется единый обширный океанический бассейн, так называемый «океан Тетис», и предлагается сквозное развитие океана в фанерозойской геологической истории. Также с позиции тектоники литосферных плит ошибочно допускается принадлежность самостоятельной Большекавказской системы к окраинно-континентальным морям этого океана.

– Впервые с позиции тектоники литосферных плит исследованы внутренние структуры Куринской депрессии в мезозойской геологической истории. В результате анализа и обобщения положения отдельных блоков области Куринской депрессии и прилегающих территорий в геодинамической эволюции Мезотетиса установлено и доказано участие в их строении субстрата различного типа земной коры (мезократ-базитовый и лейкократ-зрелый континентальный), отличающегося также по структурно-геоморфологической или плейт-тектонической принадлежности, а в коллизионной геодинамике – мобильностью и проницаемостью.

– Плейт-тектоническое положение Куринской депрессии в период эволюции Кавказского сегмента Тетиса в процессах диастрофизма герцинского, киммерийского и альпийского циклов тектогенеза, а также природа происхождения, степень и возраст консолидации гетерогенного и гетерохронного субстрата в различных плейт-тектонических зонах являются основной парадигмой в определении направления поисковых работ в Куринской мегавадине. Предложено, что в начале нового этапа поисково-разведочных работ следует составить крупномасштабную карту с геотраверсами коллизионного периода Куринской мегавадины.

### ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Некоторые особенности офиолитов Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. В сб. междунар. симп.: Офиолиты в земной коре. Наука. Москва, 1973, с. 83-87.
- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука. Москва, 1979, 299 с.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный мир. Москва, 2005, 460 с.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибкова Е.В. и др. История формирования и возраст плутонической части офиоли-

### REFERENCES

- Azizbekov Sh.A., Rustamov M.I. Some peculiarities of ophiolites in Caucasus, in Near and Middle East. Proceedings of International Symp. Ophiolites in Earth's Crust. Nauka. Moscow, 1973, pp. 83-87 (in Russian).
- Borsuk A.M. Mesozoic and Cenozoic magmatic formations of the Greater Caucasus. Nauka. Moscow, 1979, 299 p. (in Russian).
- Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. Pre-Cambrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of Caucasus. Nauchnyi mir. Moscow, 2005, 460 p. (in Russian).
- Huber H. Geological maps of Iran, sheet no. 3. 1:1000000. NI-OK, 1977.

- тового комплекса СВ-ого побережья оз.Севан. Изв.АН СССР, серия геол., № 3, 1990, с.17-30.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Наука. Москва, 1975, 287 с.
- Ломизе М.Г. Геотектонические обстановки геосинклинального вулканизма. Недра. Москва, 1983, 216 с.
- Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Элм. Баку, 1973, 236 с.
- Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения. Ленинград, 1934, 219 с.
- Рустамов М.И. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура. Геотектоника, № 2, 1968, с. 117-124.
- Рустамов М.И. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. Изв.АН Азерб.ССР. Науки о Земле, № 5, 1979, с. 64-91.
- Рустамов М.И. Магматические формации Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. В сб.: Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Элм. Баку, 1987, с. 44-64.
- Рустамов М.И. Геодинамическая эволюция Кавказ-Копетдаг-Загросского сегмента Средиземноморского пояса. В сб. межд. симп.: Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций. Ташкент, 1997, с. 139-141.
- Рустамов М.И. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. В материалах III межд.конф. «Крым-2001»: Геодинамика и нефтегазонасность Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001, с. 135-144.
- Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн: геодинамические события и процессы. Nafta-Press. Баку, 2005, 344 с.
- Рустамов М.И. Главные тенденции геодинамической эволюции Центрального сегмента Тетиса. В сб.: Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа. Nafta-Press. Баку, 2007, с. 14-35.
- Рустамов М.И. Модель корней офиолитов в геодинамической эволюции Мезотетиса Малого Кавказа. Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 2, 2012, с. 3-21.
- Рустамов М.И. Геодинамика и магматизм Загрос-Кавказского сегмента в фанерозое. Palmarium. Баку, Т. 1, 525 с, Т. 2, 408 с., 2016.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР. Наука. Москва, В. 296, 1977, 94 с.
- Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950, 224 с.
- Хаин В.Е. Северокавказско-Туркмено-Североафганский позднетриасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. ДАН СССР, В. 249, № 5, 1979, с. 1190-1192.
- Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб.ССР. Баку, 1952, 345 с.
- Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Рустамов М.И. и др. Главные этапы вендско-раннепалеозойской эволюции континентальной окраины Восточной Палеогондваны – фрагмента суперконтинента Родиния. В кн.: Тектоника неогей. Т. 2. ГЕОС. Москва, 2001, с. 287-290.
- Штеклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений. В материалах 27-й МГК: Тектоника Азии. Т. 5. Наука. Москва, 1984, с. 53-69.
- Huber H. Geological maps of Iran, sheet no. 3. 1:1000000. NI-OK, 1977.
- Rustamov M.I. Geodynamic evolution of the South-Caspian basin and its oil and gas bearing sistem. 6<sup>th</sup> International Khain V.Ye. Geotectonic development of south-eastern Caucasus. Aznefteizdat. Baku, 1950, 224 p. (in Russian).
- Khain V.Ye. Northcaucasian-Turkmeno-Northafganian Late Triassic volcano-plutonic belt and detection of north zone of Tethys. Doklady AS of USSR, V. 249, № 5, 1979, pp. 1190-1192 (in Russian).
- Khain V.Ye., Shardanov A.N. Geological history and structure of Kura depression. AN of Azerb.SSR. Baku, 1952, 345 p. (in Russian).
- Kheraskova T.N., Didenko, A.N., Rustamov, M.I. et al. 2001. The main stages of Vendian-Early Paleozoic evolution of continental margin of East PaleoGondwana – fragment of supercontinent Rodinia. In Book: Tectonics of Neogene. V. 2. GEOS. Moscow, 2001, pp. 287-290 (in Russian).
- Knipper A.L. Oceanic Crust in the structure of Alpine folded area. Nauka. Moscow, 1975, 287 p. (in Russian).
- Lomizeh M.G. Geotectonic settings of geosynclinal volcanism. Nedra. Moscow, 1983, 216 p.
- Mammadov A.V. Geological structure of the middle Kura depression. Elm. Baku, 1973, 236 p. (in Russian).
- Paffengolts K.N. Basin of Gokcha (Sevan) lake. Geological setting. Proceedings of All-Union Exploration Association. Leningrad, 1934, 219 p. (in Russian).
- Rustamov M.I. New data about tectonic structure of South Zangezur. Geotectonics, № 2, 1968, pp. 117-124 (in Russian).
- Rustamov M.I. Olisthostrome formations and ophiolites problems in Araksian zone and issues for further study. Proceedings of ANAS, the Sciences of Earth, № 5, 1979, pp. 64-91 (in Russian).
- Rustamov M.I. Magmatic formations of Araksian zone and issues for further study. In col.: Issues of geological petrology in Azerbaijan. Elm. Baku, 1987, pp. 44-64 (in Russian).
- Rustamov M.I. Geodynamics evolution of Caucasus-Copetdag-Zagros segment of Mediterranean belt. In col. of intern.symp.: Geodynamics and principles of paleotectonic reconstructions. Tashkent, 1997, pp. 139-141 (in Russian).
- Rustamov M.I. Paleo-tectonics and geodynamics of Paleotethys in Caspian-Caucasian region. In materials of III Intern. Conf. "Crimea-2001": Geodynamics and oil and gas content in Black Sea-Caspian region. Simferopol, 2001, pp. 135-144 (in Russian).
- Rustamov M.I. Geodynamic evolution of the South-Caspian basin and its oil and gas bearing sistem. 6<sup>th</sup> International oil and gas conference. London – Tashkent. OGU, 2002, pp. 161-176.
- Rustamov M.I. South-Caspian basin – geodynamics events and processes – South-Caspian basin: geology, geophysics, oil and gas content. 32<sup>th</sup> IGC. Nafta-Press. Baku, 2004, pp. 46-70.
- Rustamov M.I. South Caspian Basin: geodynamics events and processes. Nafta-Press. Baku, 2005, 344 p. (in Russian).
- Rustamov M.I. The main tendency of geodynamic evolution of Tethys Central Segment. In.col.: Challenging issues of geodynamics, petrology and metalogeny of Caucasus. Nafta-Press. Baku, 2007, pp. 14-35 (in Russian).
- Rustamov M.I. Model of ophiolites roots in geodynamic evolution of the Lesser Caucasus Meso-Tethys. Proceedings of ANAS, the Sciences of Earth, № 2, 2012, pp. 3-21 (in Russian).
- Rustamov M.I. Geodynamics and magmatism of Zagros-Caucasian segment in Phanerozoic. Palmarium. Baku, V. 1, 525 p., V. 2, 408 p., 2016 (in Russian).
- Sengor A, Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, V. 75, 1981, pp. 181-124.
- Shteklin, Y. Orogenesis and evolution of Tethys in middle East: assessment of recent conceptions. In materials, 27<sup>th</sup> IGC: Tectonics of Asia. Nauka. Moscow, V. 5, 1984, pp. 53-69 (in Russian).
- Sokolov S.D. Olisthostrome series and ophiolitic mantles of the



oil and gas conference. London – Tashkent. OGU, 2002, pp. 161-176.

Rustamov M.I. South-Caspian basin – geodynamics events and processes – South-Caspian basin: geology, geophysics, oil and gas content. 32<sup>th</sup> IGC. Nafta-Press. Baku, 2004, pp. 46-70.

Sengor A., Yilmaz Y. Tethys evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, V. 75, 1981, pp. 181-124.

Lesser Caucasus. Proceedings GIN AS of USSR. V. 296, Nauka. Moscow, 1977, 94 p. (in Russian).

Zakariadze G.S., Knipper A.L., Bibkova Y.V. et al. History of formation and age of plutonic area of ophiolitic complex north-eastern Sevan coastal lake. Proceedings of AS of USSR, series geol., № 3, 1990, pp. 17-30 (in Russian).

## ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ КУРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОТЕТИСА

Рустамов М.И.

Институт геологии и геофизики НАНА  
Аз 1143, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119

**Резюме.** Впервые с позиции тектоники литосферных плит рассматривается геодинамическая эволюция области Куринской депрессии и прилегающих территорий в геологической истории Кавказской северной ветви Мезотетиса. В плитном расчленении Мезотетиса установленное блоковое строение депрессии представляет собой плейт-тектонические зоны, формировавшиеся на этапах киммерийского и раннеальпийского тектогенеза. Они в зависимости от их положения в плитной тектонике Мезотетиса по природе происхождения, возрасту и степени консолидации коры характеризуются наличием мезократ-базитового и зрелого лейкократ-континентального субстрата. В пределах депрессии территория с меланократ-базитовым субстратом составляет наиболее мобильную и проницаемую зону, которая в свою очередь наследует плейт-тектонику остаточных прогибов Палеотетиса и задуговых прогибов Мезотетиса и ограничена герцинидами и киммеридами зрелой коры. Область с меланократовым субстратом на раннеокеаническом этапе развития Мезотетиса в геодинамической обстановке растяжения и последующего сжатия в ранне- и позднекиммерийском тектогенезах является основной парадигмой проявления завершающегося тоналитового интрузивного магматизма и колчеданной металлогенической специализации киммеридов. Рассматривается ряд проблем геологии Кавказа, в том числе геодинамическая полярность в формировании углеводородных молассовых прогибов, восточная граница Куринской мегавадины, кинематика спрединга в глубоководных бассейнах и др. Литосферная плитная тектоника дополнена новой идеей – идеей региональной геодинамической полярности. Представления автора подтверждаются составленными картами и геодинамическими моделями.

**Ключевые слова:** геодинамика, палеотектоника, Мезотетис, плейт-тектонические структуры, магматизм, спрединг, глубоководный бассейн, океаническая кора, сутура, коллизия, офиолитовый меланж, плита, микроконтинент

## MEZOTETİSİN GEODİNAMİK TƏKAMÜLÜNDƏ KÜR DEPRESSİYA SAHƏSİNİN PLEYTTƏKTONİKASI

Rüstəmov M.İ.

AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu  
AZ1143, Bakı şəh., H. Cavid prospekti, 119

**Xülasə.** Kür çökəkliyi sahəsinin paleomezozoy geoloji tarixinə aid məlumatların az olması, paleozoya aid faktların müqayisəli analiz baxımından araşdırılmaması və ən əsası isə, geofiziki məlumatların bəzi sahələrdə düzgün təhlil olunmaması səbəbindən Kür çökəkliyi haqqında və, ümumiyyətlə, Qafqazın geologiyasında bir-biri ilə uzlaşmayan səhv fikirlər de-fakto səviyyəsində təqdim olunmuşdur. Müasir dövrdə geodinamik tədqiqatlar Yer elmlərinin ən prioritet istiqamətlərindən olmasına baxmayaraq, təəssüf ki, son vaxtlara qədər Kür çökəkliyi sahəsinin mobilizm baxımından fanerozoy geotektonik və geodinamik təkamül tarixi və çökəkliyin ayrı-ayrı bloklarının substratında iştirak edən Paleo-və Mezotetisin struktur-geomorfoloji pleyttektonikası aşkar olunmamışdır. Həmin məsələlərin araşdırılması Qafqazın geologiyasında problem məsələləri əhatə etməklə bərabər, Kür çökəkliyinin neft-qaz potensialının qiymətləndirilməsi üçün çox mühüm əhəmiyyət kəsb edir. İlk dəfə olaraq Mezotetisin Qafqaz segmenti təmsalında Kür çökəkliyi sahəsinin geodinamik təkamülündə pleyttektonik mövqeyi, ayrı-ayrı blokların struktur-geomorfoloji tipləri, konsolidasiya dərəcəsinə və yaşına görə substratın mezokrat-bazit və leyokrat yetkin kontinental yönü olması aşkar edilmişdir. Litosfer plitələri tektonikasının ən səciyyəvi xüsusiyyətlərinə yeni region qütbləşmə qanunauyğunluğu əlavə olunmuşdur. Onların təsviri Tetisin keçid mərhələləri üzrə tərtib olunmuş xəritə və modellərdə öz təsdiqini tapmışdır.

**Açar sözlər:** geodinamika, paleotektonika, Mezotetis, pleyttektonik strukturlar, maqmatizm, spreдинг, dərinsulu hövzə, plitə