

ДУГОВЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКО-ИРАНСКОГО РЕГИОНА

Ф.С.Ахмедбейли

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

В статье рассматриваются изгибы дуговой формы в периклиналях крупных складчато-орогенных структур Южного Кавказа, Анатолии, Ирана. Показано, что такие изгибы (повороты) развиты в восточной части Муровдагского антиклинория (М.Кавказ), в восточных Понтидах, центральных и восточных Таврах (Турция) и на периклиналях Эльбурсского антиклинория (Северный Иран).

Изгибы складчатых структур на периклиналях названных структур связаны с изменениями в осадочной толще земной коры, а также более дифференцированным характером геодинамических процессов в литосфере.

Проблема складчатости и складкообразования в той или иной мере рассмотрены в работах П.Н.Кропоткина (1950), А.И.Суворова (1959), Г.Д.Ажгирея (1966), В.Е.Хаина (1954), В.В.Бронгулеева (1959, 1967), В.В.Белоусова и В.С.Буртмана (1988), Э.Ильхана (1997), Й.Штеклина (1977), Н.Фолкона (1977), М.Л.Баженова и В.С.Буртмана (1999), М.А.Гончарова (1979) и многих других исследователей. Отдельными из них (В.Е.Хайн, Г.Д.Ажгирей, В.В.Бронгулеев) предложены схемы классификации складчатости, учитывающие ее генезис или морфологические особенности.

В предлагаемой статье мы не затрагиваем вопросы генезиса складчатых деформаций. С нашей точки зрения, можно согласиться с позицией тех исследователей, которые связывают образование складок с эндогенными процессами, деформирующими ту или иную часть толщи осадочных слоев земной коры. Очевидно, что любая складчатая форма (от единичной складки до целой системы складок) с течением времени подвергается экзогенному разрушению. Следовательно, считать экзогенные процессы как фактор складкообразования, не совсем удачно.

Кавказско-Анатолийско-Иранский регион охватывает значительную территорию в пределах Альпийско-Гималайского складчато-орогенного пояса, где развитие и формирование современной тектонической структуры шло направленно, но с существенными изменениями в отдельных зонах. С этой точки зрения интерес представляют крупные складчатые

структуры (мегаструктуры), которые морфологически можно подразделить на две группы – линейные складки и дуговые складки.

Складчатые дислокации линейной или дуговой формы генетически значительно сходны. И те и другие формируются в обстановке горизонтально-направленных тектонических напряжений; протяженность складчатых орогенов почти всегда намного больше чем их поперечные размеры; крупные складчатые структуры (антиклинории) осложнены региональными надвигами (шарьяжами), тектоническими покровами, местами внедрением магматических тел; они (антиклинории) отличаются развитием линейной складчатости, которая в направлении периклиналей сменяется промежуточной, а она, в свою очередь, прерывистой складчатостью (Белоусов и др., 1988).

В результате многолетних исследований геологов на Кавказе, в Анатолии, Иране установлены крупные складчато-орогенные структуры, в строении которых преобладающую роль играют мезозойско-кайнозойские толщи пород. Часть из них (структур) имеют линейную форму, например, Большой Кавказ, Аджаро-Триалетия (Кавказ), Загросс, Кухруд, Бешагерд (Иран). Другая же часть отличается явно выраженной дуговой формой, к которой относятся Муровдагский антиклинорий (Малый Кавказ), Внутренние, Восточные и Западные Тавры в Анатолии, Эльбурсский, Бозгушский, Саваландагский антиклинории в Иране (рис. 1).

Несмотря на генетическое сходство с линейной складчатостью, дуговые формы по

некоторым особенностям развития и формирования отличаются. На примере рассматриваемого региона можно сказать, что форма изгибов периклинальных окончаний дуговых форм складчатости зависит главным образом от пространственного положения, морфологии, тектоники граничных с дугами геологических структур. Вместе с тем нельзя не учитывать изменения геодинамического режима региона, литофациальных особенностей, стратиграфического разреза по всей протяженности складчатой дуги. Коротко опишем геолого-тектоническую ситуацию наиболее крупных дуговых складчатых структур.

На Южном Кавказе Муровдагский антиклинорий вместе с Шахдагской структурой прослеживается в виде слабоизогнутой дуги. Восточная периклинальная часть испытывает поворот в северо-восточном направлении.

Здесь развита система сбросов, простирающихся в том же направлении. На восточном окончании Муровдагского антиклинория в нижнеюрских отложениях (батский ярус) установлен целый ряд локальных складчатых структур, осложненных разрывными нарушениями, которые ориентированы на СВ. К отмеченным малым складкам приурочены отдельные выступы кварцдиоритовых интрузий.

Вдоль ЮВ крыла Муровдагского антиклинория располагается Эльбекдагская синк-

линаль, выраженная в верхнеюрско-альбсеноманских слоях. По-видимому, дугообразный изгиб восточного окончания названной синклинали, а также Муровдагского антиклинория в целом связан с их пространственным положением на стыке трех структур – ЮВ крыла Муровдагского антиклинория, СВ ветви Тоурагачайской синклинали и СЗ периклинали (осложненной разрывами) Агдамского антиклинория.

В пределах Анатолии явно выраженные дуговые складки связаны с орогенными структурами: Восточные Понты, Центральные Тавры, Восточные Тавры и Западные Тавры. В свое время названные тектонические зоны вместе с остальными геологическими образованиями составляли основу районирования Анатолийского полуострова. Например, были выделены кайнозойская складчатая зона Понтических гор, складчатые сооружения Центральной Анатолии – Тавриды, древние массивы позднепалеозойского возраста. Тавриды на западе граничат с Лидийско-Карнийским массивом, а на востоке с неоген-четвертичной вулканогенной толщей. Последующие геологические работы позволили внести определенные коррективы в геолого-тектоническую ситуацию. На рис. 2 показана геолого-тектоническая карта Турции с использованием тектонической карты Средиземного моря (по Богданову и др., 1994) и геологической карты Турции М.1:2.000.000 (по Bingöl, 1989).

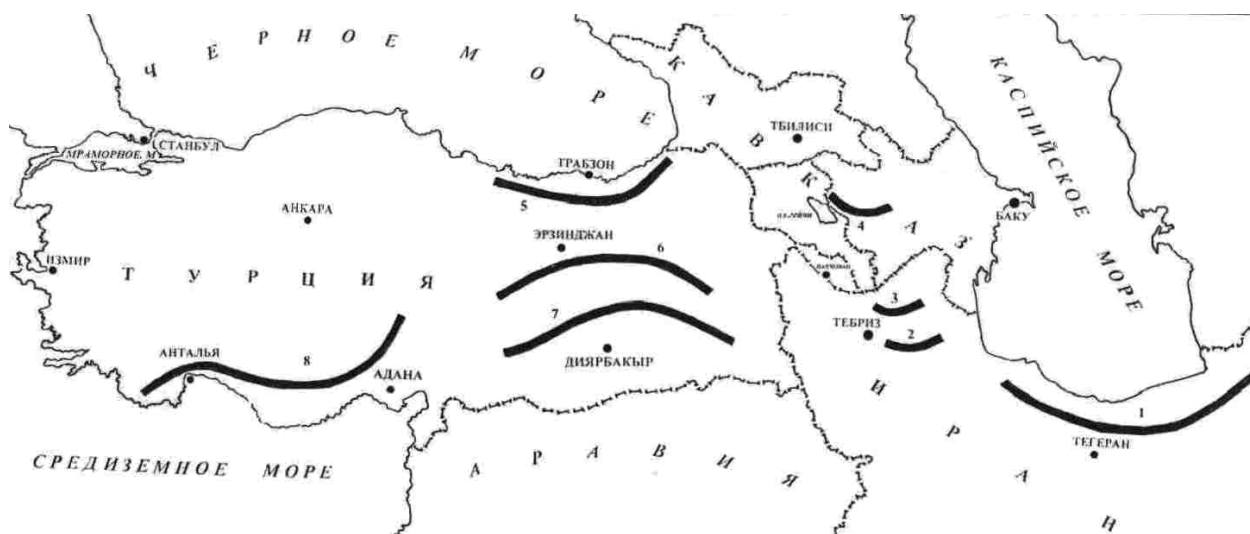


Рис. 1. Дуговые складчатые структуры Кавказско-Анатолийско-Иранского региона.

Условные обозначения: 1 – Эльбурская, 2 – Бозгушская, 3 – Саваланская, 4 – Шахдаг-Муровдагская, 5 – Восточно-Понтийская, 6 – Центральные Тавры, 7 – Восточные Тавры, 8 – Западные Тавры

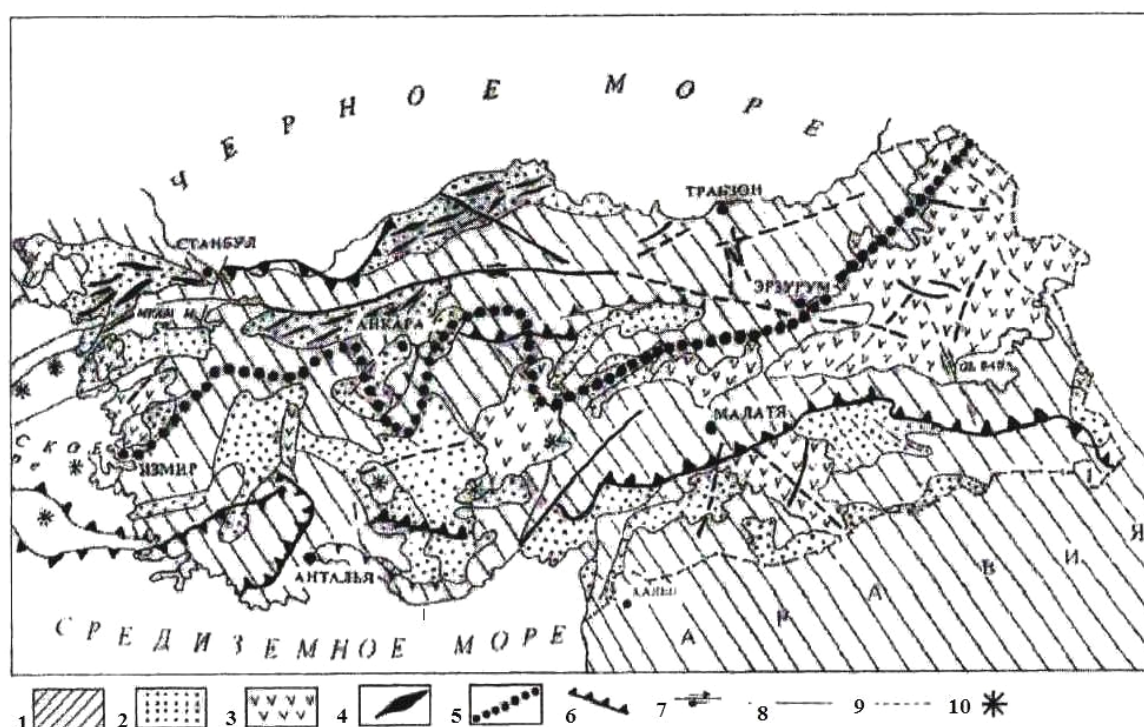


Рис. 2. Схематическая геолого-тектоническая карта Турции.

Условные обозначения: 1 – палеозойский, мезозойский, раннекайнозойский комплексы, 2 – осадочные образования (молассы, местами флиш), 3 – вулканогенные толщи, 4 – направление складчатости, 5 – сutura Измир-Анкара-Эрзинджал (по Пуассону), 6 – надвиги, 7 – сдвиги, 8 – сбросы, взбросы, 9 – те же предполагаемые, 10 – вулканические центры новейшего возраста

В зоне складчатой дуги Восточных Тавридов имеются крупные выступы антиклинальных поднятий почти широтной ориентировки. Сложно погребены и Понтиды. В ядрах некоторых антиклиналей установлены докембрийские или палеозойские (карбон, пермь) и мезозойские толщ.

К числу важных тектонических элементов Анатолии относится Измир-Анкара-Эрзинджанская сutura, выделенная Пуассоном и вытянутая с СВ границ Турции до побережья Эгейского моря. Центральные Тавры располагаются вдоль средней части названной сутуры.

Дуговая форма складчатой структуры характерна для Эльбурсского мегантиклинория (Иран). Основная часть располагается между долиной р. Сефидруд на западе и меридиональной линией, проходящей через вершину Шахвар (3892 м) на востоке вдоль южного края Каспийской впадины. Следующая складчатая дуга с изгибом на север протягивается от вышеназванной вершины до СВ

границ Ирана и включает Нишапурский и Туркмено-Хорасанский хребет. На территории Ирана расположены еще две дуговые формы складчатой структуры – Бозгушский и Саваландагский, но незначительной протяженности, на них мы не остановимся.

Эльбурская складчато-орогенная структура протяженностью почти 1700 км состоит из ряда тектонических зон, параллельно расположенных друг к другу. От ее центрального сегмента на восток и запад эти зоны изогнуты в северном направлении, что и определило дуговую форму самой мегаструктуры (рис. 3). Несколько параллельных хребтов в рельефе соответствуют складчатым элементам. Переходная от высокогорной части к Прикаспийской низменности территория характеризуется прерывистыми узкими возвышенностями, которые совпадают с антиклинальными складками, выраженными в толще неоген-четвертичных отложений. Согласно имеющимся данным (Штеклин, 1977), в строении горной части установлен комплекс отложений от девонских до

эоценовых включительно, в котором деформации осадочных слоев сопровождаются образованием складчатости, сформированной в конце палеогена. В неоген-четвертичное время продолжался процесс поднятия с образованием многочисленных локальных складок, особенно вдоль северного крыла Эльбурского мегантиклинория.

Наиболее приподнятая часть Эльбурского хребта отличается развитием веерообразной складчатости, которая на северном и южном крыле опрокинута в соответствующих направлениях (на север и на юг). Замки антиклиналей дугообразные.

Каковы же причины образования дуговых изгибов, рассмотренных складчатых структур?

По мнению М.Л.Баженова, В.С.Буртмана (1990), это связано с тем, что они (структуры) огибают жесткие массивы. Отметим, что не все дуговые формы складчатости рассматриваемой территории граничат с подобными массивами.

Изгибы складчатости в периклинальных погружениях Эльбурской структуры, по-видимому, можно объяснить и контрастным характером литологического разреза. Например, в начале кайнозоя (эоцен) южнее осевой зоны (южный прогиб) образовалась мощная толща (4000 м) вулканогенных пород и туфов, а с олигоцена до плиоцена включительно накапливались осадочные образования – известняки, соленосные отложения, гипс, конгломераты мощностью 8000 м.

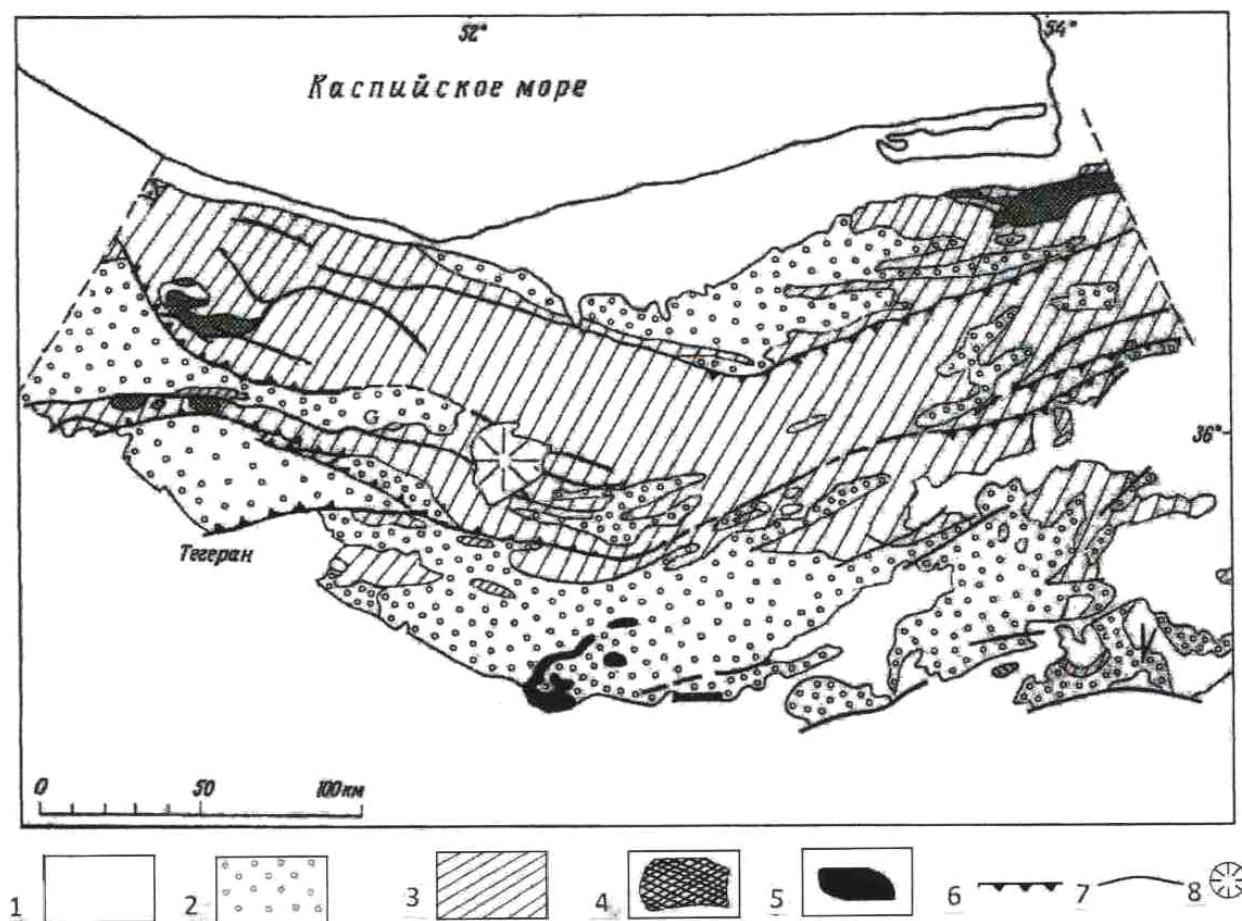


Рис. 3. Геологическая карта Эльбурской складчатой зоны по Штеклину (упрощенный вариант)
Условные обозначения: 1 – четвертичный период, 2 – кайнозой, 3 – палеозой-мезозой, 4 – докембрий, 5 – соляные купола (Ео – Ми), 6 – надвиги, 7 – разрывы, 8 – вулкан Демавенд

В геологическом строении Централь-ных и Восточных Таврид наряду с осадочны-ми отложениями участвуют и вулканогенные толщи. Изгибы складок отмечаются в осадоч-ных слоях (молассы, флиш). Складчатость же Западных Таврид связана с осадочным ком-плексом отложений. Вероятно, этим можно объяснить их двойной изгиб – западная часть в районе Анталии изогнута на север, а боль-шая восточная часть (в р-не Адана) на юг.

Таким образом образование дуговых форм складчатости Кавказско-Анатолийско-Иранского региона в определенной мере зави-сит от характера разреза осадочных слоев и частоты изменения литологических типов по-род. Другая, не менее важная причина изги-бания складчатой структуры, заключается в следующем. Известно, что в периклинальных погружениях протяженных (на сотни км) складок происходит виргация складчатости с расчленением на отдельные антиклинальные зоны (по В.В.Белоусову и др., (1988) – про-межуточная складчатость). Переходы между центральным сегментом складки и ее перик-линалями часто осложнены разломами попе-речной ориентировки. Также известно, что в периклиналях количество локальных анти-клинальных складок заметно больше, чем в осевых зонах складчатых структур, а возраст складчатых деформаций омолаживается.

Определяющим фактором дугового из-гиба крупных складчатых структур является характер геодинамической активности земной коры. В центральной, межпериклинальной полосе формируются крупные почти парал-лельные надвиги, покровы, шарьяжи, разло-мы. Это говорит о том, что активность эндо-генных процессов вдоль антиклинорий и синклинорий не испытывает существенных изменений, т.е. стабильна.

С переходом в периклинальные части складчатых структур картина меняется. Мы уже отмечали изменение направления скла-

док, разветвление складчатых линий, много-численные разрывные нарушения и т.д. Глав-ные причины формирования изогнутых форм периклиналей крупных складчатых структур, очевидно, связаны с активным дифференци-рованным характером тектонических движе-ний в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- АЖГИРЕЙ, Г.Д. 1966. Структурная геология. Изд. Мос-ковского Университета. Москва. 348.
- АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А. (под ред.) 2005. Геология Азербай-джана, том IV – Тектоника. Nafta Press. Баку.
- БАЖЕНОВ, М.Л., БУРТМАН, В.С. 1990. Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты-Кавказ-Памир. Наука. Москва. 166.
- БЕЛОУСОВ, В.В., ВИХЕРТ, А.В. и др. 1988. Методы моделирования в структурной геологии. Недра. Москва. 220.
- БОГДАНОВ, Н.А., КОРОНОВСКИЙ, Н.В. и др. 1994. Тектоническая карта Средиземного моря. Карто-графия. Москва.
- БРОНГУЛЕЕВ, В.В. 1967. Проблемы складкообразова-ния в земной коре. Недра. Москва. 289.
- БРОНГУЛЕЕВ, В.В. 1959. К проблеме происхождения и классификации складок. *Бюллетень МОИП. Отд. Геологии, нов. Серия, LXIV*, 4. Изд. Москов. Уни-верситета, Москва, 3-15.
- ГОНЧАРОВ, М.А. 1979. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. Недра. Москва. 245.
- ИЛЬХАН, Э. 1997. Восточная Турция. В кн.: *Мезозой-ско-кайнозойские складчатые пояса*. Мир, Москва, 234-247.
- КРОПОТКИН, П.Н. 1950. О происхождении складчато-сти. *БМОИП*, XV, 5.
- СУВОРОВ, А.И. 1959. К вопросу о складчато-глыбовых структурах и о примененных к ним понятиях и тер-минах. *БМОИП. Отд. геологии, XXXIV*(4), 17-30.
- ФОЛКОН, Н. 1977. Южный Иран: горы Загрос. В кн.: *Мезозойско- кайнозойские складчатые пояса*. Мир, Москва, 248-263.
- ХАИН, В.Е. 1954. К проблеме классификации структур-ных изгибов земной коры. *Доклады АН Азерб. ССР*, Ч, 11, 773-786.
- ШТЕКЛИН, Й. 1977. Северный Иран; горы Эльбурс. В кн.: *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*, Мир, 264-289.
- BINGOL, E. 1989. Geological map of Turkey, scale 1:2 000 000. MTA. Ankara.