

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 Мурвадагского антиклиниория (М.Кавказ), в восточных Понтидах, центральных и восточных Таврах (Турция) и на периклиналях Эльбурсского антиклиниория (Северный Иран).

Изгибы складчатых структур на периклиналях называемых 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 (антиклиниории) осложнены региональными надвигами (шарьяжами), тектоническими покровами, местами внедрением магматических тел; они (антиклиниории) отличаются развитием линейной складчатости, которая в направлении периклиналей сменяется промежуточной, а она, в свою очередь, прерывистой складчатостью (Белоусов и др., 1988).

В результате долголетних 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 Мурвадагский антиклиниорий (Малый Кавказ), Внутренние, Восточные и Западные Тавры в Анатолии, Эльбурсский, Бозгушский, Саваландагский антиклиниорий 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, литофацальных особенностей, стратиграфического разреза по всей протяженности складчатой дуги. Коротко опишем геолого-тектоническую ситуацию наиболее крупных дуговых складчатых структур.

На Южном Кавказе Муровдагский антиклиниорий 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 антиклиниория 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 антиклиниория располагается Эльбекдагская синк-

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

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 Понтских 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 корректизы 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 M.1:2.000.000 (по Bingol, 1989).

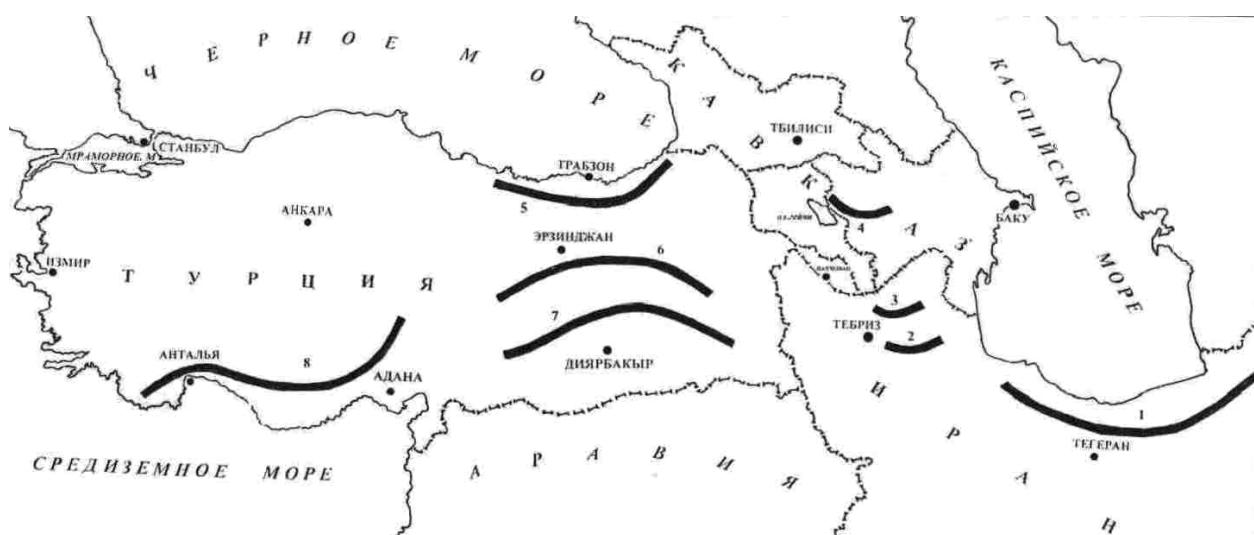


Рис. 1. Дуговые складчатые структуры Кавказско-Анатолийско-Иранского региона.
Условные обозначения: 1 – Эльбурсская, 2 – Бозгушская, 3 – Саваланская, 4 – Шахдаг-Муровдагская, 5 – Восточно-Понтийская, 6 – Центральные Тавры, 7 – Восточные Тавры, 8 – Западные Тавры

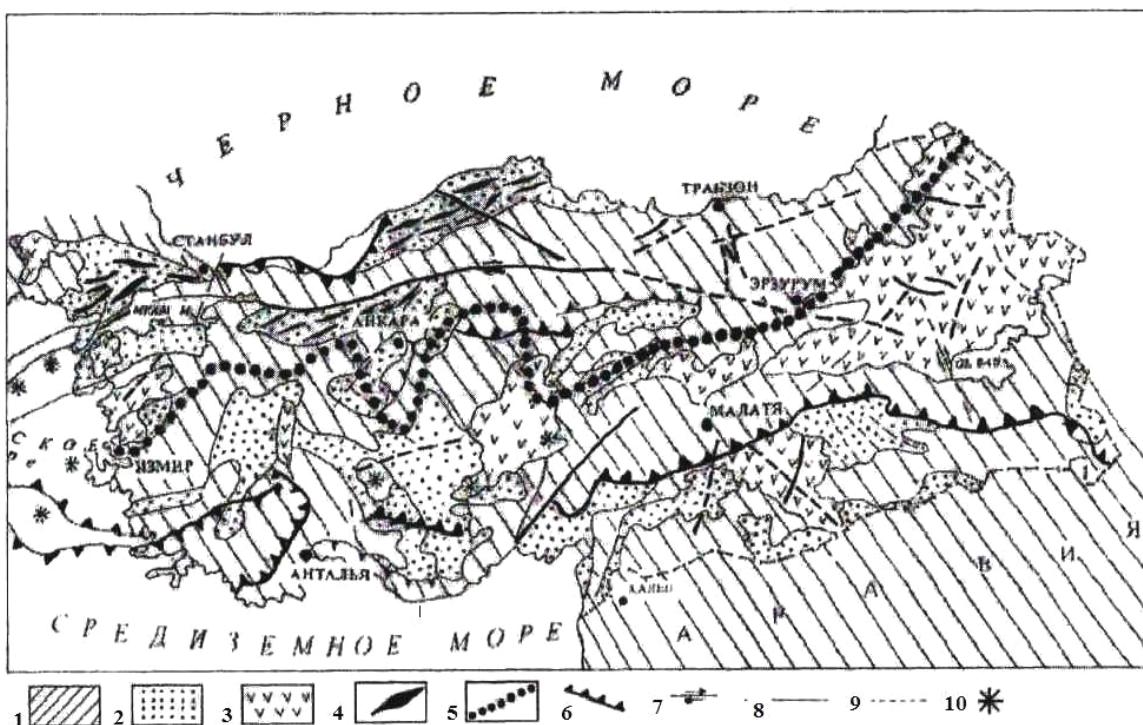


Рис. 2. Схематическая геолого-тектоническая карта Турции.

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

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

К числу важных тектонических элементов Анатолии относится Измир-Анкара-Эрзинджанская сутура, 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, выраженным 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 Эльбурсского мегантиклинория.

Наиболее приподнятая часть Эльбурсского 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 Эльбурсской 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.

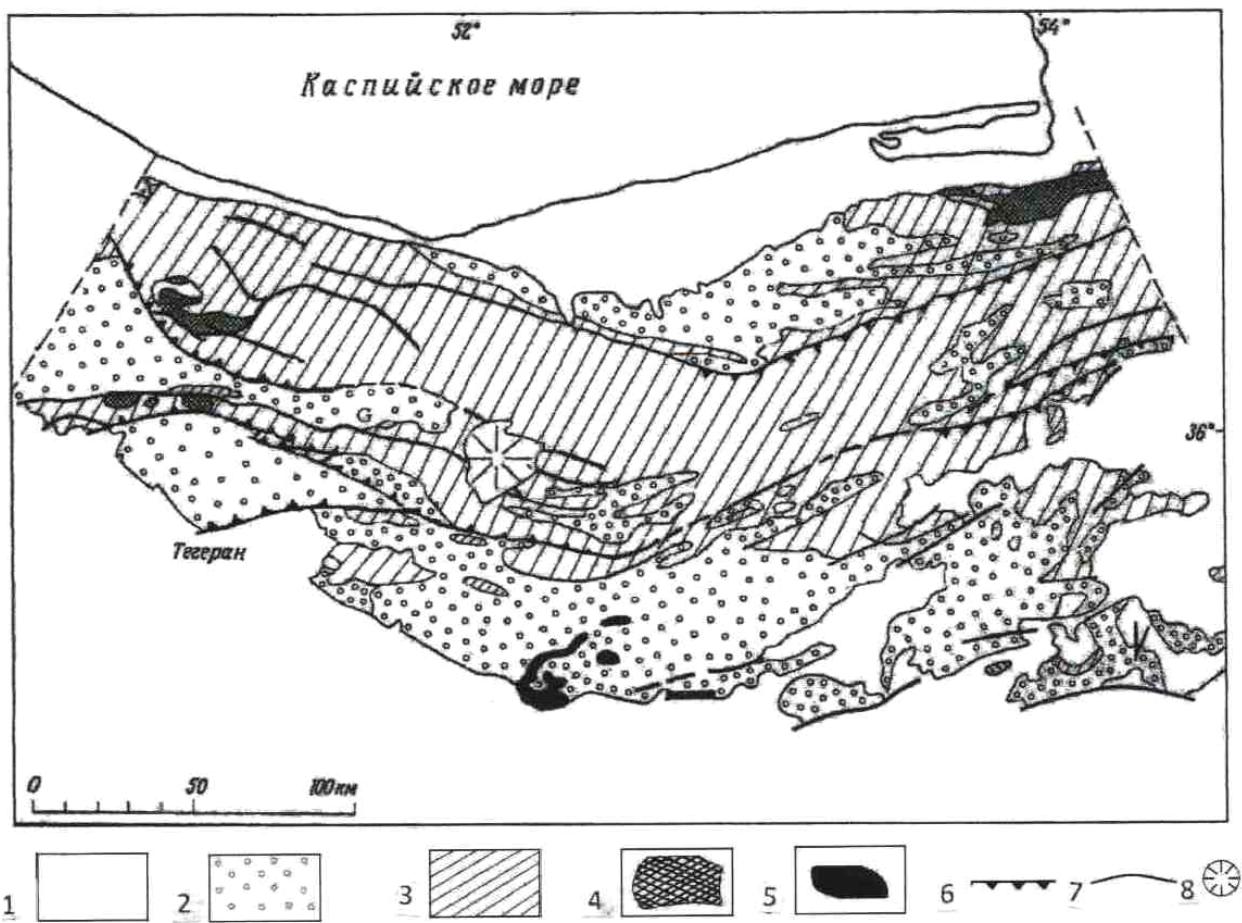


Рис. 3. Геологическая карта Эльбурсской складчатой зоны по Штеклину (упрощенный вариант)
Условные обозначения: 1 – четвертичный период, 2 – кайнозой, 3 – палеозой-мезозой, 4 – докембрий, 5 – соляные купола (Е_о–Ми), 6 – надвиги, 7 – разрывы, 8 – вулкан Демавенд

В геологическом строении Центральных и Восточных Таврид наряду с осадочными отложениями участвуют и вулканогенные толщи. Изгибы складок отмечаются в осадочных слоях (молассы, флиш). Складчатость же Западных Таврид связана с осадочным комплексом отложений. Вероятно, этим можно объяснить их двойной изгиб – западная часть в районе Анталии изогнута на север, а большая восточная часть (в р-не Адана) на юг.

Таким образом образование дуговых форм складчатости Кавказско-Анатолийско-Иранского региона в определенной мере зависит от характера разреза осадочных слоев и частоты изменения литологических типов пород. Другая, не менее важная причина изгиба 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) – промежуточная складчатость). Переходы между центральным сегментом складки и ее периклиналями часто осложнены разломами попечной ориентировки. Также известно, что в периклиналях количество локальных антиклинальных складок заметно больше, чем в осевых зонах складчатых структур, а возраст складчатых деформаций омолаживается.

Определяющим фактором дугового изгиба крупных складчатых структур является характер геодинамической активности земной коры. В центральной, межпериклинальной полосе формируются крупные почти параллельные надвиги, покровы, шарьяжи, разломы. Это говорит о том, что активность эндогенных процессов вдоль антиклиниориев и синклиниориев 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, многочисленные разрывные нарушения и т.д. Главные причины формирования изогнутых форм периклиналей крупных складчатых структур, очевидно, связаны с активным дифференцированным характером тектонических движений в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- АЖГИРЕЙ, Г.Д. 1966. Структурная геология. Изд. Московского Университета. Москва. 348.
- АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А. (под ред.) 2005. Геология Азербайджана, 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. Картография. Москва.
- БРОНГУЛЕЕВ, В.В. 1967. Проблемы складкообразования 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. Университета, Москва, 3-15.
- ГОНЧАРОВ, М.А. 1979. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. Недра. Москва. 245.
- ИЛЬХАН, Э. 1997. Восточная Турция. В кн.: *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*. Мир, Москва, 234-247.
- КРОПОТКИН, П.Н. 1950. О происхождении складчатости. *БМОИП, XV*, 5.
- СУВОРОВ, А.И. 1959. К вопросу о складчато-глыбовых структурах и о примененных к ним понятиях и терминах. *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 структурных 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.