

УДК 551.24

Арк.В. Тевелев<sup>1</sup>, Б.В. Георгиевский<sup>2</sup>

## ДЕФОРМАЦИОННАЯ ИСТОРИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА (ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Дивергентная структура Юго-Западного Гиссара связана с крупномасштабным пододвиганием под регион тыловых сооружений Таджикской депрессии и общим надвиганием орогена в северо-западном направлении, на структуры Бешкентского прогиба. Складчато-надвиговые деформации преобладают в структуре региона, поэтому почти все его поверхностные образования являются аллохтонными. Это обстоятельство сильно затрудняет изучение глубинного, поднадвигового этажа Юго-Западного Гиссара, в котором локализованы основные источники углеводородов. Динамическое моделирование региональной структуры, включающей пачки сверхпластичных пород и образованной в условиях покровно-складчато-сдвиговых деформаций, позволяет наметить наиболее перспективные уровни структурных ловушек этого потенциально очень богатого нефтегазового бассейна.

*Ключевые слова:* Юго-Западный Гиссар, Таджикская депрессия, альпийский тектогенез, тальбарская фаза, структурные ловушки, деформационная модель.

Divergent structure of the Southwestern Gissar follows both large-scale underthrusting of the Tajik depression beneath SW Gissar and its general thrusting toward north-west, over the weakly deformed Beshkent foredeep. Almost all surficial complexes of orogen are allochthonous, and this peculiarity strongly hampers a study of subthrust sequences which host the major sources of hydrocarbons. Dynamic modeling of the regional structure with layers of the superplastic rocks, which develops under condition of combined thrust — fold — strike-slip deformation, allows identifying the most favorable structural trap levels in this province, potentially very rich in oil and gas.

*Key words:* Southwestern Gissar, Tajik Depression, Alpine orogeny, Talbarian phase, structural trap, deformational model.

**Введение.** Горно-складчатая система Юго-Западного Гиссара — регион, который давно и тщательно изучен как крупномасштабными геолого-съёмочными работами, так и тематическими исследованиями разного рода. Достаточно сказать, что Юго-Западный Гиссар, наверное, единственный крупный регион бывшего Советского Союза, полностью покрытый геологической съёмкой масштаба 1:25 000, и первый регион, для изучения которого использованы крупномасштабные (1:200 000) космические фотоизображения высокого качества. Практический интерес к региону обусловлен его нефтегазоносностью. Первые относительно небольшие месторождения были открыты в окрестностях региона еще в 30-х гг. прошлого века, а в 70–80-х гг. на территории собственно орогена вскрыты залежи, в том числе крупные.

Несмотря на комплексные детальные исследования, многие фундаментальные вопросы геологического строения и тектонического развития этого региона, как и закономерности локализации углеводородов в его пределах, остаются проблемными. Это связано как с необычным геологическим строением, где сочетаются противоречивые особенности седиментационной истории и тектонической эволюции, так и с

объективными трудностями изучения этой в целом аллохтонной структуры (при этом углеводороды локализованы преимущественно в автохтонных комплексах нижнего структурного этажа). Многолетние исследования [Тевелев, 1985, 1988, 1991, 2003, 2005] в сочетании с новейшими данными и методиками позволяют предложить модели деформационного развития региона в целом и его локальных структур и наметить наиболее вероятные структурные уровни локализации скоплений углеводородов для разных типов стратиграфических разрезов.

**Геологическое строение Юго-Западного Гиссара.** Юго-Западный Гиссар — хорошо изученный пример тектонических структур, развивающихся на флангах альпийских синтаксисов (рис. 1). На окончаниях структурных дуг, формирующихся на фронте продвигающихся к северу коллизионных масс, образуются складчато-разрывные сооружения, в строении которых в равной степени проявлены как компрессионные, так и сдвиговые деформации. Тектонические единицы этого типа, включающие (помимо Юго-Западного Гиссара) Курамино-Чаткальскую горно-складчатую систему, горы Юра, Западно-Копетдагские структуры, Фарахские горы и др., в структурном и морфологи-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* tevelev@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* bvgeo@mail.ru

ческом отношении сходны. Образованные в обстановке косо́го сжатия, они могут быть с одинаковым успехом интерпретированы и как области складчатых сколовых деформаций, и как области надсдвиговой складчатости, что впервые показал Н. Павони [Pavoni, 1961] для горно-складчатой системы Юра. После работ В.Б. Харланда [Harland, 1971] такой тип тектонических деформаций называют транспрессией, поэтому указанные структуры представляют единый изоморфный ряд *коллизонных транспрессивных орогенов*.

Юго-Западный Гиссар расположен на западном фланге Памирского синтаксиса и представляет собой довольно высокую (до 4000 м) горно-складчатую страну, сложенную в основном мезозойскими и кайнозойскими образованиями. В его строении сочетаются противоречивые геологические особенности, а разрез охватывает многокилометровую толщу пород от раннего докембрия до квартала (рис. 2). Она включает архейско-протерозойские метаморфические комплексы, каменноугольные вулканогенные и осадочные образования, ниже-среднеюрские серые молассы, средне-верхнеюрские шельфовые карбонатные и лагунные эвапоритовые отложения, красноцветные нижнемеловые молассы, альбско-эоценовые шельфовые, преимущественно карбонатные комплексы, нижнюю олигоцен-плиоценовую красноцветную молассу и верхнюю верхнеплиоцен-четвертичную серую континентальную молассу. Части этого разреза по отдельности широко распространены во всем Среднеазиатском (или даже Центрально-Азиатском) регионе, где слагают обособленные разновозрастные тектонические единицы. В Юго-Западном Гиссаре эти комплексы залегают почти непрерывно в едином разрезе. Локальные и рассеянные несогласия в этой последовательности (таблица) демонстрируют крайне мобильные обстановки образования пород, однако региональное угловое несогласие здесь только одно — между нижней красноцветной и верхней серой молассой, причем и оно в синклиналих структурах проявлено не всегда. В целом породы деформированы в позднеальпийские фазы складчатости; из-за молодости деформаций в регионе вырабатывается прямой тектонический рельеф, важнейшую роль в котором играют пачки относительно прочных по-

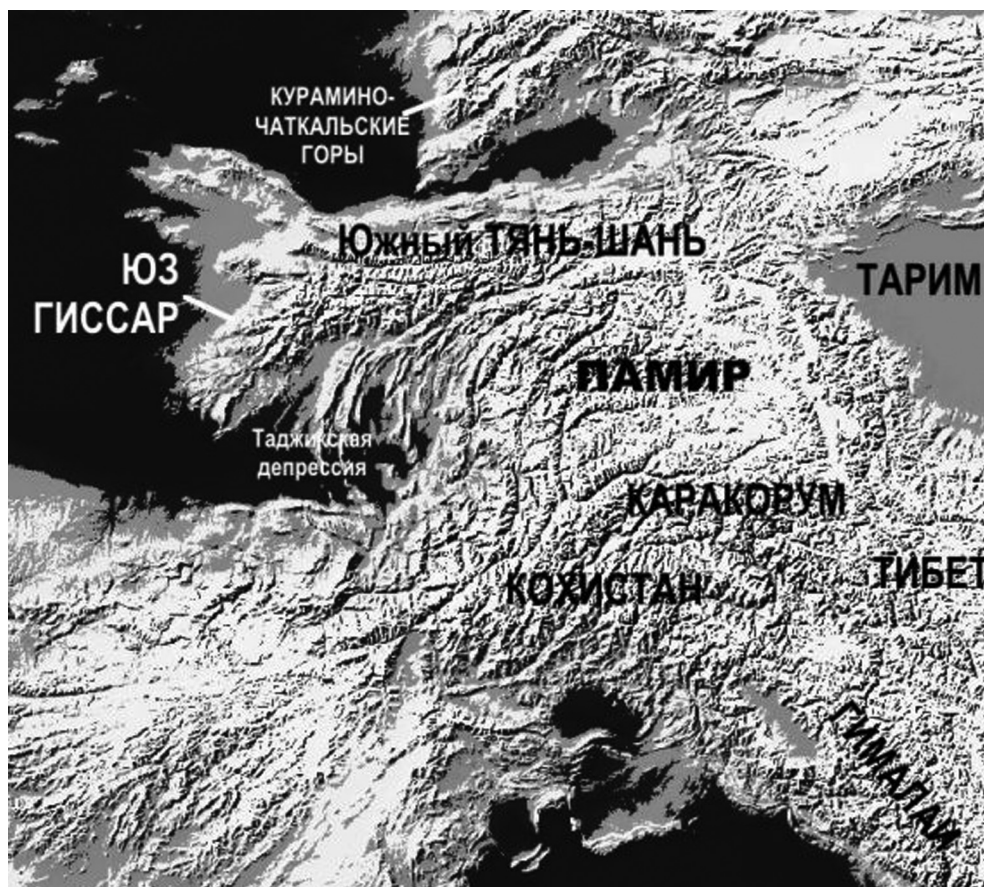


Рис. 1. Положение Юго-Западного Гиссара в структуре Памиро-Гималайского синтаксиса

род, формирующие основные рельефообразующие поверхности.

Древнейшие образования представлены комплексами «кристаллических» и метаморфических пород, которые разные исследователи относят к разным горизонтам протерозоя и даже к архею [Бухарин и др., 1983]. Выявлена конформность залегания докембрийских и палеозойских толщ.

*Палеозойские* (главным образом каменноугольные) образования в пределах Юго-Западного Гиссара представлены вулканитами, терригенными осадочными образованиями флишоидного и молассового облика, в меньшей степени карбонатными [Кухтиков, 1975]. Пестрые по составу ниже-среднекаменноугольные вулканиты и вмещающие их комплексы имеют однотипное строение на огромных пространствах от Минусинской впадины и Кузнецкого бассейна до Каракорума и Гималаев и фиксируют, видимо, широкую область палеотетической активной окраины.

*Мезозойские* (юрские и меловые) отложения вместе с палеоценовыми и эоценовыми образуют единый структурный этаж. Юрско-эоценовые формацииобладают четкой циклическостью, обусловленной чередованием в разрезе крупных трансгрессивных и регрессивных серий. Основание разреза представлено континентальной угленосной формацией (серой молассой) мощностью 600–700 м, вмещающей промышленные месторождения угля. В верхней —

Несогласия и фазы складчатости в Юго-Западном Гиссаре и его обрамлении

Время	Районы Западного Памиро-Алая					Фаза складчатости
	Декханабадский	Сурхандарьинский	Вахш-Кафирниганский	Кулябский	Душанбинский	
Q <sub>1-2</sub>	Фаза складчатости на границе ранне- и среднечетвертичного времени (несогласие между ташкентским и нанайским комплексами)	Фаза складчатости на границе ранне- и среднечетвертичного времени (несогласие между кулябским—вахшским и илякским комплексами)			—	Большая
N <sub>2</sub> —Q <sub>1</sub>	Фаза складчатости в конце плиоцена (несогласие между сайборской, тандырчинской, гузарской свитами и нанайским комплексом)	—	—	—	—	Валахская
N <sub>2</sub> <sup>2</sup> —N <sub>2</sub> <sup>3</sup>	Генеральная складчатость в конце среднего плиоцена (несогласие между кулябским комплексом и ямчинской и мунчакской свитами)	Генеральная складчатость в конце среднего плиоцена (несогласие под кулябским комплексом)	Генеральная складчатость в конце среднего плиоцена (несогласие под кулябским комплексом, над полизакской свитой)	—	Фаза складчатости в конце среднего плиоцена (несогласие над каранакской свитой)	Тальбарская (роданская)
N <sub>2</sub> <sup>1</sup> —N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Несогласие в нижней части плиоцена (внутри ямчинской, мунчакской свит)	—	—	—	—	
N <sub>1</sub> —N <sub>2</sub>	Фаза складчатости на границе миоцена и плиоцена (несогласие над кзылчинской свитой)	—	—	—	—	Аттическая
N <sub>1</sub> <sup>1</sup> —N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Несогласие между нижним и средним миоценом	—	—	—	—	Штирийская
N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Несогласие в нижней части миоцена	—	—	—	—	
P—N	Фаза складчатости и несогласие на границе неогена и палеогена (несогласие между верхним эоценом и нижним миоценом)	Фаза складчатости и несогласие на границе неогена и палеогена (несогласие над шурьсайскими слоями олигоцена)			—	Савская
P <sub>2</sub> <sup>3</sup> —P <sub>3</sub>	—	—	—	—	Фаза складчатости на границе эоцена и олигоцена (несогласие между исфаринскими, ханабадскими верхнего эоцена и шурьсайскими слоями олигоцена)	Пиренейская
K—P	Фаза складчатости на границе мела и палеогена (несогласие между отложениями датского яруса и бухарскими слоями палеоцена)	Несогласие между отложениями маастрихта (музрабатский—бумаринский горизонты) и акджарскими, бухарскими слоями палеоцена	Несогласие между отложениями маастрихта и нижнего палеоцена	—	Фаза складчатости на границе мела и палеогена (несогласие между отложениями маастрихта и акджарскими, бухарскими слоями палеоцена)	Ларамийская

байосской — части формации встречаются морские горизонты, число которых вверх по разрезу увеличивается, и верхняя часть верхнебатских отложений уже нацело сложена морскими фациями. Выше залегает морская карбонатная формация келловей—оксфорда, сходная с шельфовыми карбонатами верхов юры во всей Гималайско-Средиземноморской (тетической) области, например с верхнеюрскими известняками Крыма. Эта формация слагает верхний этаж рельефа Юго-Западного Гиссара, образуя квестообразные поверхности с абсолютной высотой бровок почти до 4000 м, обрывающиеся уступами с амплитудой много

сотен метров. На карбонатах залегает толща эвапоритов кимериджа—титона, известная под названием гаурдакской свиты.

Гаурдакская свита образует самый пластичный горизонт во всем осадочном разрезе Юго-Западного Гиссара. Ее деформационное поведение своеобразно. В тыловых структурах региона, вдоль которых Юго-Западный Гиссар надвинут на Туранскую плиту, гаурдакские соли и ангидриты перетекают в ядра синклиналей, а в центральной части региона, там, где они обнажены на поверхности, они практически не текут и образуют пласт выдержанной мощности,

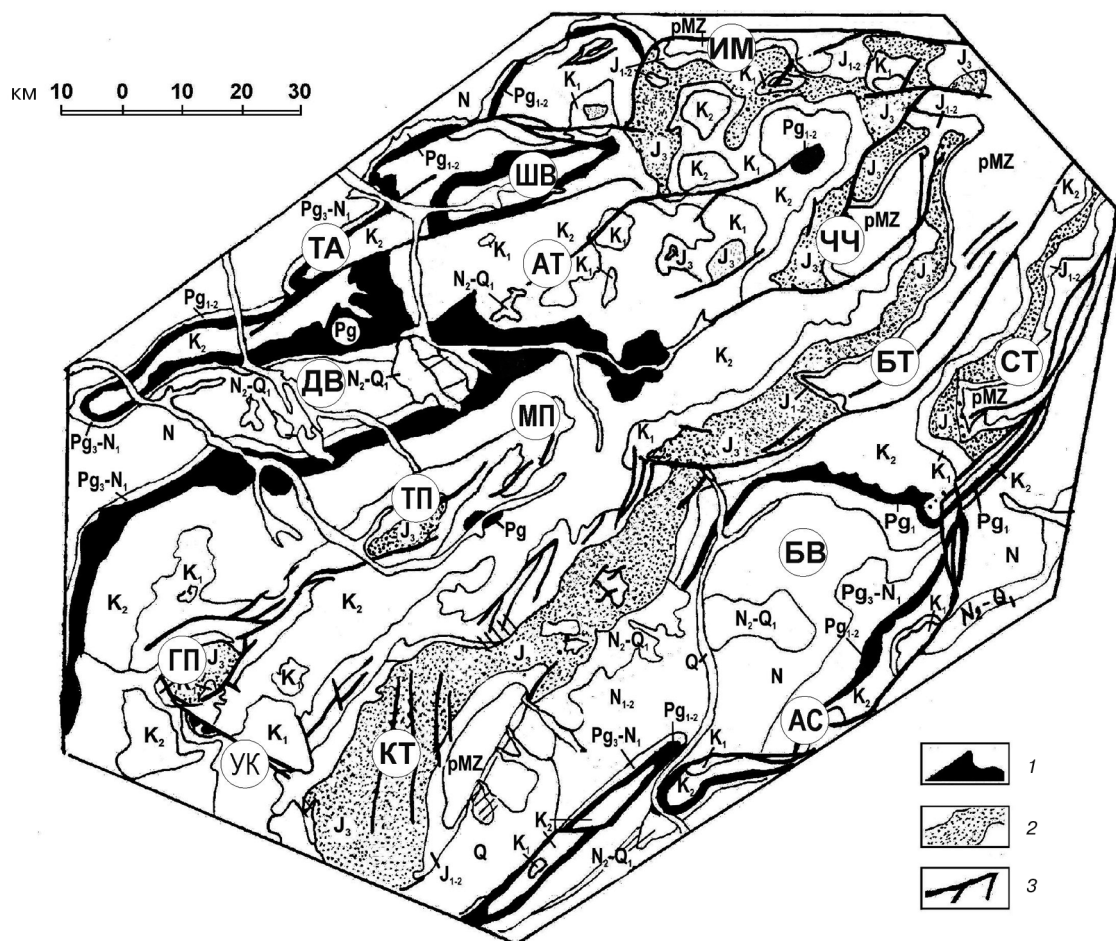


Рис. 2. Схема геологического строения Юго-Западного Гиссара (по данным региональных геолого-съемочных и тематических исследований и материалов дешифрирования дистанционных материалов): 1–2 — основные рельефообразующие поверхности: 1 — сложенные палеоценовыми (бухарская свита) отложениями, 2 — сложенные келловей-оксфордскими отложениями, 3 — региональные разрывные нарушения разной кинематики.

Основные тектонические элементы (буквы в кружках). Краевые антиклинальные поднятия: АС — Акташ-Сурхантауское, ТА — Тагам-Аманатинское; осевые антиклинальные поднятия: СТ — Сурхантау, БТ — Байсунтау, КТ — Кугитанг, ЧЧ — Чак-Чар, ИМ — Ишак-Майдан, МП — Модун, ТП — Тюбегатан, ГП — Гаурдак; внутренние синклинальные впадины: БВ — Байсунская, ДВ — Дехканабадская, ШВ — Шоргузарская, УК — Узун-Кудукский грабен

и, наконец, перед фронтом Юго-Западного Гиссара, во впадинах Таджикской депрессии, они перетекают в ядра антиклиналей, образуя огромные дисгармоничные штоки и купола.

Нижняя половина отложений нижнего мела сложена регионально распространенными красноцветными свитами, которые в целом представляют молассу континентально-лагунно-морского происхождения. Эта формация широко распространена во всем Памиро-Алае, однако до сих пор остается неясным, каким тектоническим событиям она отвечает. По нашему мнению, ее образование связано с формированием задугового бассейна внешней (Каракорумской) островной дуги Кохистан-Каракорумской субдукционной системы [Brown, Ryan, 2008], предшествовавшей Индийско-Азиатской коллизии.

Несмотря на яркие формационные характеристики, нижнемеловые комплексы не образуют самостоятельный структурный этаж, залегают согласно с ниже- и вышележащими толщами и постепенно

переходят в полностью морские альбские отложения, которые образуют еще одну региональную рельефообразующую толщу.

Верхнемеловые отложения Юго-Западного Гиссара, особенно надсенноманские, отличаются выдержанностью фациального состава и мощности [Джалилов, 1971], в целом это единая толща шельфовых, реже лагунных образований. Средняя мощность верхнемеловых отложений Юго-Западного Гиссара около 1200 м, причем максимальные значения приходятся на районы современных осевых поднятий, скорее всего, они представляют осадки развитого задугового бассейна. Не исключено, что пласты соли и сульфатов в этом комплексе имеют не лагунное, а глубоководное происхождение и связаны с придонными минеральными источниками (рассолами).

Палеогеновые отложения венчают доколлизийный структурный этаж. Палеоценовые карбонаты с галькой целестина и оптического гипса в основании (бухарская свита) залегают с некоторым перерывом

на меловых комплексах и являются важнейшим рельефообразующим горизонтом. На территории Юго-Западного Гиссара (и Гиссарского хребта) эти осадочные образования относительно однообразны. Расположенные между мощными глинистыми толщами, породы бухарской свиты (наряду с верхнеюрскими) аккомодировали напряжения, приводившие к образованию доскладчатых надвигов и соскладчатых сдвигов в периферических частях региона, поэтому их деформационная роль исключительно велика.

Эоценовые отложения, особенно их нижняя часть — сузакская свита, — имеют необыкновенно выдержанный состав на огромных территориях, в том числе далеко за пределами Юго-Западного Гиссара и соседних с ним депрессий, характеризуя странный для этой мобильной области эпизод «молчания». Верхняя часть эоценового разреза сложена глинисто-карбонатными образованиями мощностью до 500 м, которые завершают домолассовый разрез и включают переходные к молассам горизонты.

**Основная моласса.** Оligоцен-плиоценовые молассовые комплексы Юго-Западного Гиссара залегают на более древних без заметных угловых несогласий. Кайнозойские молассы Юго-Западного Гиссара имеют выраженное формационное и эволюционное сходство с одновозрастными комплексами других межгорных впадин в северной части Альпийского пояса иногда настолько явное, что все они кажутся частями единого пространственно распределенного бассейна. Красноцветный разрез начинается мощной пачкой однообразных ярко-красных кластитов и гипсов кызылчинской свиты с морской олигоценовой фауной. Распространена свита только в северо-западной части региона — в мульдах Дехканабадской и Шоргузарской синклиналей. Выше нее залегают континентальный молассовый комплекс огромной (несколько километров) мощности. Их ранний возраст определяется фауной двустворчатых моллюсков, обнаруженных нами в тонком прослое в основании молассового разреза в юго-восточной части Байсунской впадины. По определениям Г.Х. Салибаева и М.В. Попова, это солоноватоводный комплекс, датируемый, наиболее вероятно, поздним олигоценом. В целом для всего молассового комплекса Памиро-Алая принята стратиграфическая схема А.Р. Бурачека (1934), согласно которой выделено пять региональных свит: верхнеолигоцен-нижнемиоценовая больджуанская свита, средне-верхнемиоценовые хингоуская и тавильдаринская свиты, а также плиоценовые каранакская и полизакская свиты.

Больджуанская свита — стратиграфический аналог майкопских отложений в западнее расположенных впадинах Альпийского пояса, распространена повсеместно, представлена преимущественно наземно-дельтовыми фациями, размер обломочного материала умеренный. Содержит мощные пачки алевропелитов.

Хингоуская свита имеет флишоидный облик, сложена глинами и относительно мелкими кластитами красновато-коричневого цвета и также распространена во всех впадинах Юго-Западного Гиссара.

Верхнемиоценовая тавильдаринская свита — аналог сарматских отложений на более западных территориях — распространена только во фронтальных Байсунской и Сурхандарьинской впадинах региона. Даже внешне породы свиты напоминают сарматскую свиту в Куринской впадине, хотя представлены исключительно континентальными фациями. Но в Сурхандарьинской впадине породы голубовато-серые, а в Байсунской — желтовато-серые, в первой представлены главным образом рыхлыми песчаниками с редкими гравелитами и мелкообломочными конгломератами, а во второй преобладают алевропелиты.

**Плиоценовая** каранакская свита также распространена только в юго-восточных впадинах региона, сложена малиново-красными алевролитами и глинами, нацело лишенными грубообломочных пород. Полизакская свита, по А.П. Бурачеку, в пределах Юго-Западного Гиссара в явном виде не развита. Не исключено, что на рассматриваемой территории полизакская свита является стратиграфическим аналогом нижней части кулябской серии — важнейшего члена молассового разреза всего Памиро-Алая.

Нижняя олигоцен-плиоценовая моласса залегают на более древних породах лишь с локальными угловыми несогласиями, образуя с нижележащими толщами (до юрских включительно) единый структурный этаж. Степень деформированности пород этого этажа крайне неравномерна, в некоторых зонах разрывно-складчатые деформации исключительно интенсивные, «альпийского» типа.

Нижний складчатый комплекс несогласно запечатан отложениями кулябской серии, развитой во всех впадинах региона и вместе с четвертичными образованиями представляющей *верхнюю серую молассу*. По палеомагнитным данным, для более восточных территорий, главным образом для Дарваза [Додонов, Ранов, 1984], нижняя толща кулябской серии соответствует магнитогоризонту Гаусс (2,58–3,59 млн лет), а верхняя граница всей серии примерно отвечает границе Матуяма–Брюнес (780 тыс. лет). Таким образом, в полном объеме кулябская серия соответствует акчагылу–апшерону черноморско-каспийского бассейна, т.е. верхнему плиоцену–эоплейстоцену общей шкалы. При этом предкулябское несогласие в Памиро-Алае даже морфологически напоминает преакачагыльское несогласие в Копетдаге и Восточном Закавказье: в ядрах антиклинальных складок оно может достигать 90°, а в ядрах крупных синклиналей может быть не проявлено совсем. Кулябский комплекс надстраивается с угловым несогласием четвертичными образованиями района.

Вся мезозойско-кайнозойской история Юго-Западного Гиссара проходила на фоне высокой тек-

тонической мобильности. Регион последовательно включался в различные тектонические ансамбли, причем интенсивность воздействия на регион со временем только увеличивалась, достигнув максимума после закрытия Кохистан-Каракорумских субдукционных бассейнов и перехода к общей Индо-Азиатской коллизии. Тектонические события вокруг региона отражены не только в формационном составе осадочного чехла, но и в формировании большого числа локальных и региональных несогласий в его разрезе. Анализ обширного фактического материала по мезозойским и кайнозойским осадочным комплексам Юго-Западного Гиссара и его окружения (Таджикской депрессии и Душанбинской впадины) позволяет утверждать, что в регионе в той или иной форме проявились все известные фазы альпийской складчатости.

Структурные проявления фаз альпийской складчатости для указанных районов сведены в таблице. Отметим несколько важных моментов. Во-первых, наиболее полно все события представлены в Декханабадской впадине Юго-Западного Гиссара. Хотя ее неогеновый разрез не является полным, он лучше всего обеспечен буровыми данными, полученными при подготовке к эксплуатации нефтегазовых месторождений. Во-вторых, набор локальных несогласий в отдельных бассейнах этого огромного мобильного региона не связан напрямую со сложностью и активностью их тектонического развития. В-третьих, отчетливо видно, что, по сути, главная фаза складчатости во всей рассматриваемой области едина. Это тальбарская складчатость в конце среднего плиоцена на фоне интенсивного глубинного растяжения в крупных синклинальных структурах Таджикской депрессии, пододвигания основания депрессии под Юго-Западный Гиссар и превращения последнего в дивергентный ороген. Отсюда вытекает важнейшее следствие для характеристики нефтегазоносности региона, т.е. время формирования основных ловушек углеводородов и их заполнения относится именно к позднеальпийской эпохе.

**Тектоника Юго-Западного Гиссара.** В целом Юго-Западный Гиссар представляет собой дивергентный антиклинорий, надвинутый как на внутреннюю Сурхандарьинскую впадину, так и на внешний Бешкентский прогиб Туранской плиты. В его строении принимают участие краевые антиклинальные цепи (Тагам-Аманатинская на северо-западе и Акташ-Сурхантауская на юго-востоке), сопряженные с ними впадины-синклинали (Дехканабадская и Байсунская соответственно) и осевые антиклинальные поднятия (на севере параллельные и однотипные Сурхантауское, Байсунтауское и Чакчарское, а на юге Кугитангское и Гаурдак-Тюбегатанское). Юго-восточная и осевая части Юго-Западного Гиссара имеют резко выраженную юго-восточную вергентность, которая сохраняется в складчатых структурах прилегающей Таджикской депрессии вплоть до Вахшской впадины,

в то время как северо-западные краевые складчатые цепи вергируют в северо-западном направлении. Анализ геофизических данных показывает, что практически весь Юго-Западный Гиссар представляет собой аллохтонное сооружение.

Ведущий механизм его деформирования — пододвигание фундамента Сурхандарьинской впадины в северо-западном направлении, под Юго-Западный Гиссар, которое контролирует конфигурацию и общее поднятие горно-складчатого сооружения, и его общее смещение, «накатывание» на Туранскую плиту.

Горообразование в Юго-Западном Гиссаре связано с позднеплиоцен-четвертичными тектоническими событиями и тоже проявлено своеобразно. Хотя геологическая структура Юго-Западного Гиссара достаточно однородна, в морфологическом смысле регион распадается на две резко различные части. Они граничат в полосе северо-северо-восточного простирания, пересекающей Юго-Западный Гиссар по диагонали. Его восточная половина — это область такого же высокогорного эрозионного рельефа, как и другие области Южного Тянь-Шаня, а его западная часть низкогорная, «погруженная» в аккумулятивный шлейф, снесенный с востока. Максимальное поднятие в регионе превышает 7 км, а погружение — 5–6 км (с учетом денудации и аккумуляции осадков).

**Разрывно-складчатая структура Юго-Западного Гиссара.** Складчатые структуры Юго-Западного Гиссара имеют главным образом северо-восточное простирание и обладают отчетливо выраженной продольной зональностью. На северо-западе региона краевая Тагам-Аманатинская антиклинальная система состоит из четырех кулисно подставленных антиклинальных складок сложного строения (рис. 3). Их внешние крылья, прилежащие к Бешкентскому прогибу, сложены палеогеновыми отложениями, резко воздымающимися в сторону орогена. На них по пологим разрывам надвинуты меловые породы Юго-Западного Гиссара. При этом по внешним крыльям выделяются три локальные складки (Тагам, Караиль и Пачкамар), а по принадлежным ядрам — четыре. Геофизические исследования показывают дисгармонию над- и подсолевых толщ, что подтверждает наличие срывов по толще эвапоритов (рис. 4).

К юго-востоку от Тагам-Аманатинской антиклинали расположена сложнопостроенная область, включающая Дехканабадскую и Шоргузарскую впадины (рис. 2), а также Адамташ-Бабасурханское и Такысакыртское поднятия. Дехканабадская и Шоргузарская впадины простираются в общем косо к основной тектонической зональности региона. Шоргузарская синклиналь асимметрична, ее осевая поверхность наклонена на северо-северо-запад, а северное крыло раздроблено густой системой субширотных правых сдвигов, южное крыло оборвано крупным взбросом (надвигом), входящим в систему разрывов Тагам-Аманатинской зоны. Крупная Дехканабадская синклиналь построена более симметрично, хотя и у нее



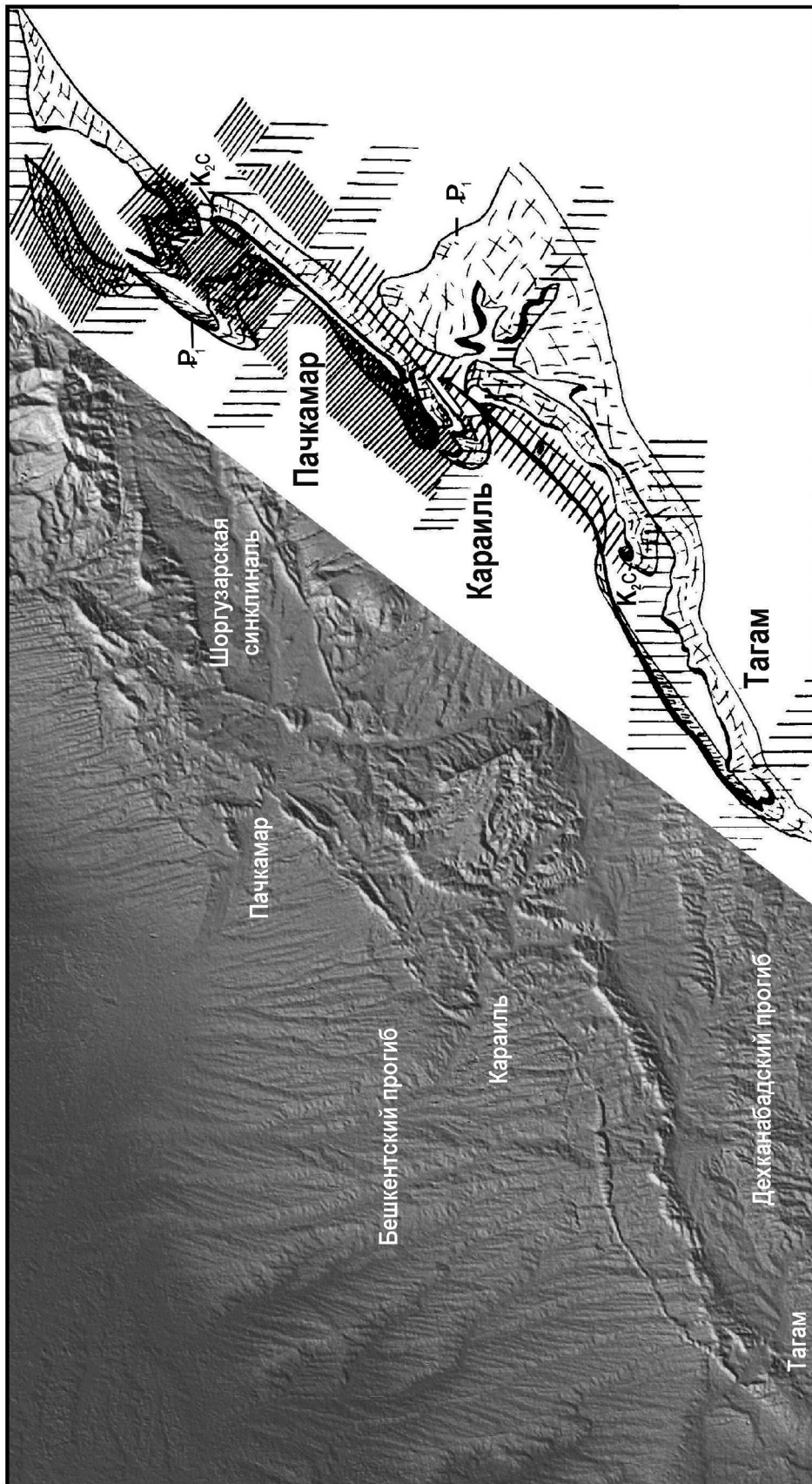


Рис. 3. Рельеф и модель деформаций мел-палеоценовых отложений краевого Тагам-Аманатинского антиклинального поднятия. Изображены деформации рельефообразующих отложений палеоцена и сеноманского яруса верхнего мела. Наиболее перспективны здесь поднадвиговые ловушки Пачкамарской площади

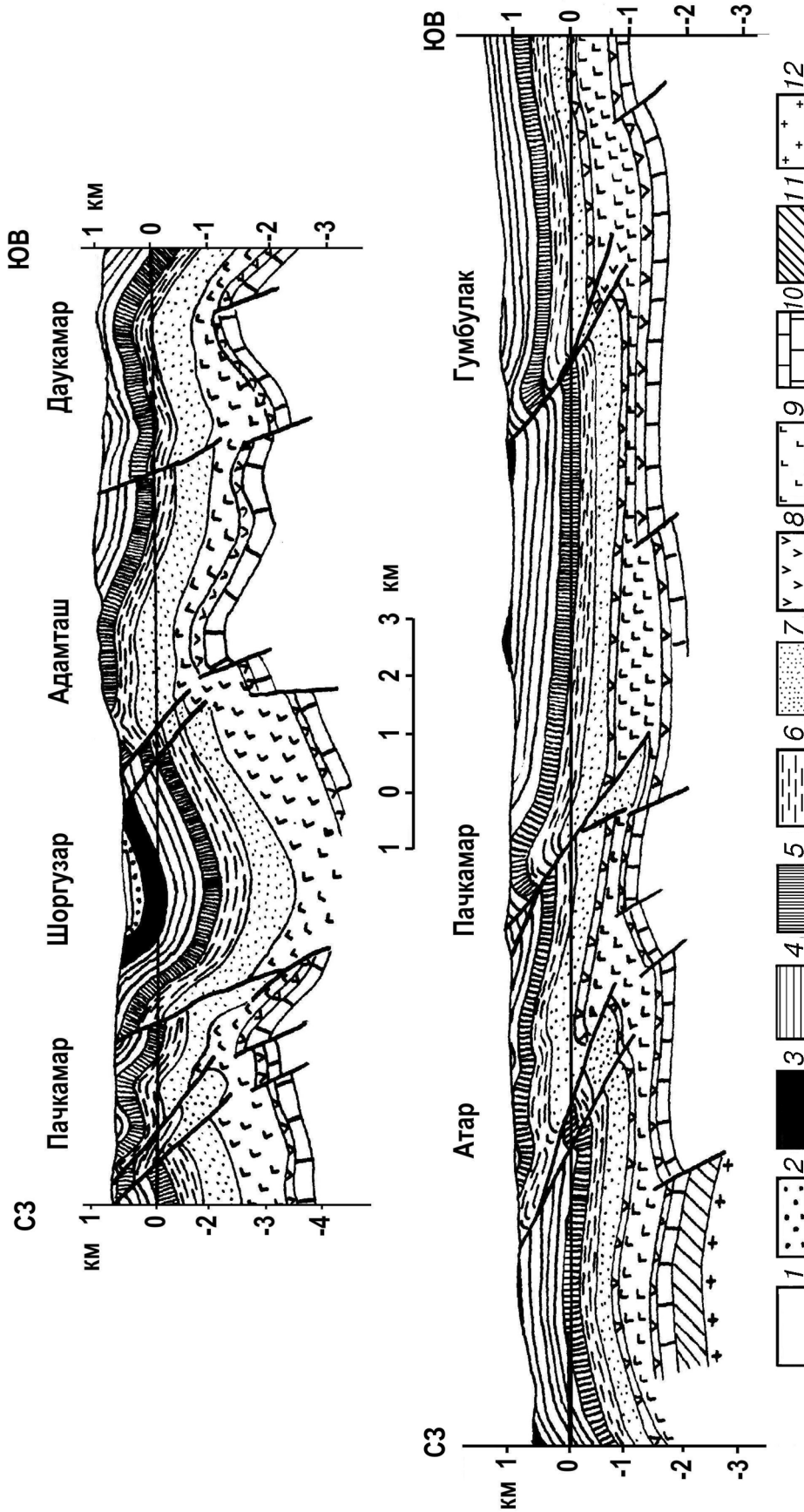


Рис. 4. Геологические разрезы через северо-западный борг Юго-Западного Гиссара (составлены с использованием материалов П.И. Тельнова (1976), А.С. Орловского (1975) и др.): 1 — квартер; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — коньяк-маастрихт; 5 — сеноман-турон; 6 — апт-альб; 7 — готерив-баррем; 8-9 — кимеридж-титон (8 — соли, 9 — ангидриты и гипсы); 10 — келловей-окефорд; 11 — средняя и нижняя юра; 12 — палеозой



южное крыло несколько круче северного. В западной части региона южное крыло складки практически под прямым углом разворачивается на юг, образуя очень пологую синклинали субмеридионального простирания. С востока к ней причленяется Кокмиарская антиклиналь купольного облика и тоже субмеридионального простирания, резко осложняющая южное крыло Дехканабадской синклинали. Упомянутая выше Адамташская антиклиналь в целом подобна Кокмиарской: она расположена в крыле (северном) Дехканабадской структуры и сопряжена с параллельной синклиналью (Шоргузарской).

К юго-востоку от Дехканабадского прогиба находится Гаурдак-Модунское поднятие, состоящее из трех брахиморфных, резко асимметричных антиклиналей (Гаурдакской, Тюбегатанской и Модунской), в развитии которых большую роль играла соляная тектоника. Поднятие имеет четковидное строение и нарушено большим количеством разрывов субширотной, субдолготной и северо-восточной ориентировки, которые широкой полосой протягиваются вдоль горно-складчатого сооружения через Акрабадское седло к системе сдвигов и надвигов Чакчарского блока. На юго-западе Гаурдак-Модунское поднятие ограничено Узункудукской системой дислокаций северо-западного простирания, в приповерхностной структуре выраженных небольшими (амплитуда около 250 м) грабенами.

Параллельно Гаурдак-Модунской цепи протягивается Актагская синклиналильная зона, четковидно расширяющаяся напротив сужений Гаурдак-Модунской зоны, а еще восточнее расположено Кугитанское антиклинальное поднятие, в ядре которого на дневную поверхность выступают палеозойские образования.

Кугитанская антиклиналь асимметрична (рис. 5), как и в складках Гаурдак-Модунской зоны, ее северо-западное крыло пологое, а юго-восточное, крутое, до опрокинутого, оборвано крупным надвигом с вертикальной амплитудой смещения по юрским отложениям около 10 км. Кугитанское антиклинальное поднятие состоит из двух резко отличающихся сегментов. Южный сегмент имеет ширину около 25 км, его северо-западное крыло, бронированное келловей-оксфордскими известняками, залегает относительно полого, в ядре выходят вулканиты и гранитоиды палеозойского возраста; под сегмент пододвинута значительная часть фундамента соседней Байсунской впадины, ему соответствует экстремально интенсивная отрицательная магнитная аномалия.

Северный сегмент Кугитанского поднятия в 2 раза уже южного и полностью бронирован юрскими известняками. На северо-востоке он торцевым образом причленен к Байсунтаускому антиклинальному поднятию, имеющему принципиально то же строение и входящему вместе с Сурхантауским и Чакчарским поднятиями в систему надвиговых блоков в северо-восточной части Юго-Западного Гиссара. Их строение однотипно — южные крылья резко подвернуты

и оборваны вдоль крупных пологих надвигов северо-восточной ориентировки, падающих на северо-запад. Северные крылья также образуют принадлежковые складки волочения, представленные запрокинутыми синклиналиями. Крайняя Сурхантауская антиклиналь надвинута уже на неогеновые отложения Сурхандарьинской впадины. В ядрах всех трех антиклиналей обнажается комплекс домезозойских пород, представленных каменноугольными вулканогенно-осадочными образованиями в верхах разреза и протерозойско-архейскими (?) метаморфитами внизу. Отметим, что между этими комплексами и в основании перекрывающих их мезозойских образований не наблюдаются резкие угловые несогласия.

Сурхантауская антиклиналь по простиранию (в юго-западном направлении) подставлена Байсунской впадиной — крупной, клиновидной в плане отрицательной структурой, представленной в северной части приподнятым по фундаменту, но опущенным в рельефе односторонним рампом, а в южной части — опущенным по фундаменту, но относительно приподнятым в рельефе двусторонним рампом. Образуя единую новейшую структуру, эти блоки тем не менее имеют разное строение. В северном блоке развита только нижняя часть альпийского молассового разреза с относительно неглубоко залегающими юрскими карбонатами, что делает его подобным Душанбинской впадине; в южном блоке наблюдается полный молассовый разрез, причем его верхняя часть представлена специфическими слабодислоцированными мелкоземными шоколадного цвета, отвечающими, видимо, фациям застойного бассейна.

Сурхантауская антиклиналь и Байсунская впадина сопряжены с Сурхандарьинской впадиной Таджикской депрессии сложной и неоднородно построенной деформационной зоной. Эта разрывно-складчатая система появляется в самом северо-восточном окончании Юго-Западного Гиссара, в так называемом Сангардакском углу, откуда прослеживается как на юго-запад, так и на северо-восток в виде известного Зеварского рампа, под косым углом пересекающего структуры Южного Тянь-Шаня. Непосредственно юго-западнее Сангардакского угла система перекрыта крупномасштабным Сурхантауским надвигом, по которому ниже- и домезозойские образования Сурхантауской антиклинали надвинуты на неогеновые Сурхандарьинской впадины. При приближении к надвигу происходит постепенное выкручивание пород Сангардакской моноклинали до вертикального и далее до пологого опрокинутого залегания. Юго-западнее надвинутого блока краевая система выныривает на поверхность в виде Халкаджарского моноклиналильного пакета — пластины перевернутых и сложнотисненых на фронте меловых-неогеновых пород, надвинутых на меловые и юрские Сурхантауской антиклинали. Далее на юго-востоке замыкание Сурхантауской антиклинали и Байсунская впадина ограничены краевым разрывно-складчатым

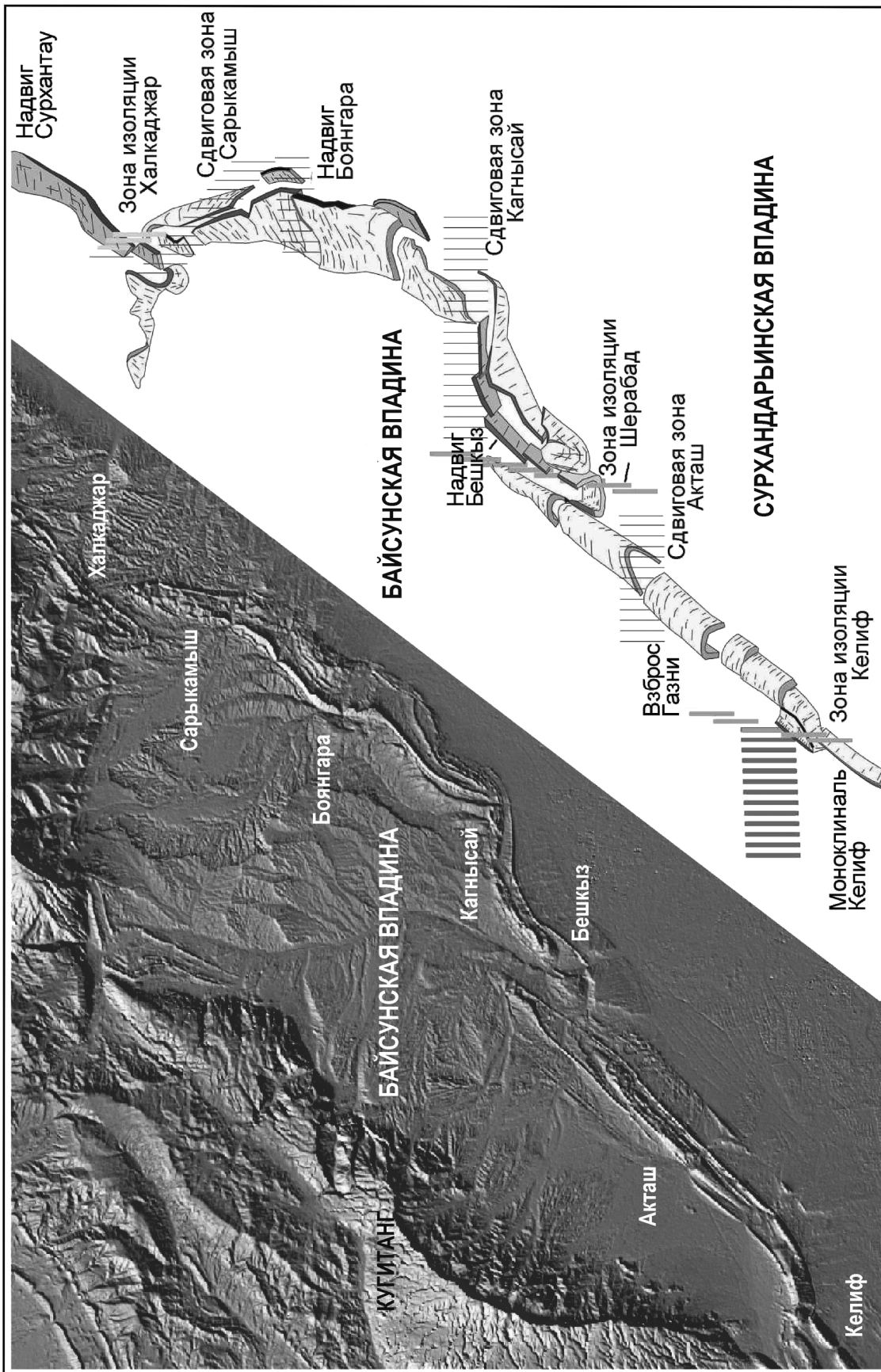


Рис. 5. Рельеф и модель деформаций палеоценовых отложений краевого Акташ-Сурхантауского антиклинального поднятия (объяснения см. в тексте)

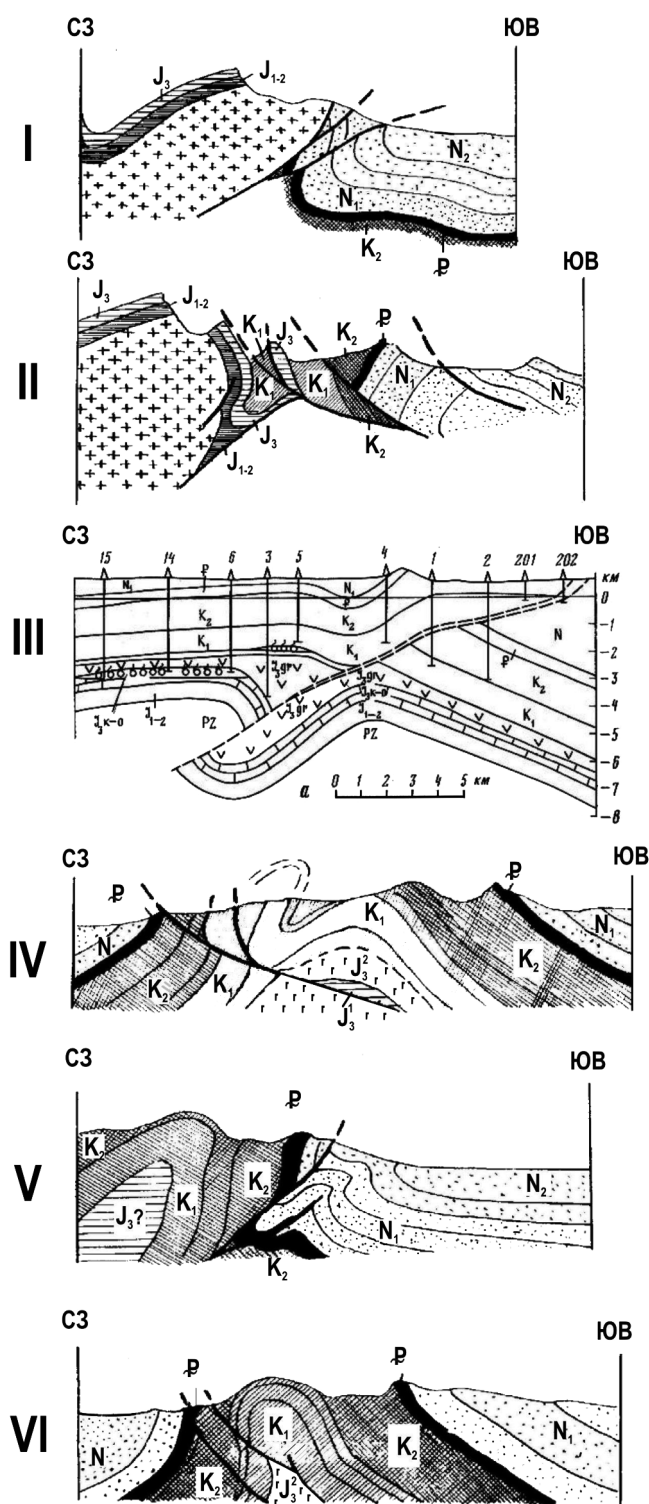


Рис. 6. Геологические разрезы через Акташ-Сурхантауское антиклинальное поднятие: I — Сурхантау, II — Халкалжар, III — Боянгара, по [Кравченко и др., 1990]; IV — Бешкыз, V — Северный Акташ, VI — Центральный Акташ

поднятием, которое состоит из нескольких кулисно подставленных принадвиговых складок, с комплементарной системой разрывов северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания. В целом это поднятие именуется Акташ-Сурхантауским. Сег-

мент этого поднятия, разграничивающий Байсунскую и Сурхандарьинскую впадины, называется Келиф-Сарыкамьшской складчатой зоной.

**Келиф-Сарыкамьшская складчато-разрывная зона** длиной около 120 км является наиболее эффективной и впечатляющей структурой всего Западного Тянь-Шаня. Складки этой граничной зоны прямо выражены в рельефе, имеют разную конфигурацию и вергентность и четко сопряжены с соскладчатыми разрывами различной кинематики, которые контролируют морфологию складчатых структур (рис. 5, 6).

Самый северо-восточный сегмент складчатой зоны представлен Сарыкамьшской присдвиговой антиклиналью, связанной с движениями по одноименному меридиональному левому сдвигу. В свою очередь Сарыкамьшский сдвиг на юге сочленен с крупным Боянгоринским надвигом юго-восточной вергентности, по которому породы основания Байсунской впадины, смятые в асимметричную Боянгоринскую антиклиналь, надвинуты в юго-восточном направлении (с доказанной амплитудой не менее 10 км) на неоген-четвертичные комплексы Сурхандарьинской впадины. Южный край надвига постепенно выкручивается в субширотном направлении, и разрыв переходит в Кагнысайский правосторонний сдвиг примерно такой же амплитуды, сопряженный с серией присдвиговых складок волочения с вертикальной ориентировкой шарнира.

На западном окончании Кагнысайский сдвиг снова меняет простирание на северо-восточное и переходит в Бешкызский надвиг северо-западной вергентности. По этому надвигу отложения Сурхандарьинской впадины, смятые в запрокинутую Бешкызскую антиклиналь, надвинуты на молассы Байсунской впадины. Основной приповерхностный срыв приходится на эоценовые глины, таким образом, пластина компетентных палеоценовых карбонатов бухарской свиты сдвоена: она образует как крыло Бешкызской антиклинали, так и крыло сопряженной с ней Шерабадской веерной синклинали. Последняя в свою очередь сопряжена с северным сегментом Акташской антиклинали, кулисно подставляющей Бешкызскую. Северный сегмент Акташской складки имеет юго-восточную вергентность, встречную к вергентности Бешкызской антиклинали. Малоамплитудный правосторонний сдвиг широтного простирания отделяет его от главного Южного сегмента антиклинали, имеющего северо-западную вергентность. По крутому Газнинскому взбросу северо-восточной ориентировки антиклиналь надвинута на суженную северную часть Байсунской впадины. По палеоценовым и более молодым отложениям антиклиналь построена достаточно просто, однако в ядре содержит сдвоенные пакеты меловых отложений, т.е. является футлярной. Акташская антиклиналь на юго-западе оборвана субширотным разрывом, видимо, левосдвиговой кинематики и подставлена по простиранию

Келифской моноклиналию, представляющей южное крыло Кугитангской принадвиговой антиклинали.

Таким образом, развитые в Акташско-Сурхантауской зоне протяженные разрывы имеют ломаную конфигурацию, составлены из отрезков разных простирания и кинематики. Разрывы сопряжены с пластическими (складчатыми) деформациями, крайнее выражение которых — разрывы. В складчатые пакеты включены отложения до среднеплиоценовых включительно, а запечатывается складчато-разрывная структура верхнеплиоценовыми пуддингами и конгломератами кулябской свиты, причем в ядрах синклиналей угловое несогласие между этими комплексами не выражено. Разрывы развивались из пластических деформаций и фактически синхронно с ними. Вся основная (тальбарская) фаза деформаций была крайне непродолжительной. Синкinemатические сдвиги (т.е. *трансферы сжатия*) имеют ортогональную ориентировку. Вся складчатая зона наследует среднемиоценовый разлом, образованный при отделении поднятия Юго-Западного Гиссара от прогиба Таджикской депрессии.

**Особенности альпийского деформирования Юго-Западного Гиссара и нефтегазоносность.** Специфика альпийских тектонических деформаций региона во многом определяется наличием в разрезе толщ эвапоритов и мощных глинистых пачек. Принципиальное отличие развития надвиговых поясов с мощными пластичными пачками в разрезе заключается в том, что первоначальное зарождение регионального срыва — общей поверхности детачмента — наступает существенно раньше, чем при аналогичных тонкооболочечных (*thin-skinned*) деформациях в складчато-надвиговых поясах с терригенным осадочным разрезом (как, например, в Восточных Андах, в провинции Альберта [Dahlstrom, 1970] и других). Физически это выражается в существенно меньшей величине критического угла Кулона, при котором внутренние деформации верхней части осадочной толщи сменяются заложением поверхности срыва конформно общей слоистости осадков, непосредственно в интервале развития пластических толщ. В Юго-Западном Гиссаре (и аналогичных ему областях) покровные деформации начали развиваться на более раннем этапе. Однако внутренняя прочность верхнего осадочного этажа, расположенного выше поверхности срыва, не достигала при этом предельного значения, что повлекло одновременное развитие множества высокопорядковых деформационных структур.

Сложная тектоника региона и наличие в его разрезе осадочных комплексов, часть из которых представлена хорошими коллекторами, а часть — качественными покрывками, обуславливает благоприятные условия для развития структурных ловушек углеводородов. В связи с этим первоочередное значение имеет детальный анализ структурных элементов, режима и стиля деформаций пород.

В самом общем случае детачмент закладывается внутри пачки солей или иной пластичной породы, имея при этом относительно пологое залегание. С приближением к дневной поверхности крутизна поверхности срыва может увеличиваться. В случае частого литологического чередования пластичных и непластичных пород может закладываться серия послонных срывов, которые впоследствии объединяются в надвиговые дуплексы, ограниченные со всех сторон разрывами, и при этом характеризуются тыловым падением чешуй по отношению к общему направлению надвигания.

При развитии надвиговых деформаций структурное положение эвапоритовых толщ также может быть разным в зависимости от стадии и степени деформаций. При развитии магистрального срыва с закономерно увеличивающейся крутизной в направлении движения фронта пояса продвижение солевых толщ происходит одновременно с проникновением детачмента, но с меньшей амплитудой. Конфигурация тела эвапоритов контролируется также локальными обстановками декомпрессии, в условиях которой происходит продвижение солевых толщ за счет эффекта плотностной дифференциации. Латеральное перераспределение эвапоритов проявляется в довольно резких вариациях их мощности, причем наличие декомпрессионных ловушек и их структурный стиль во многом зависят от способа деформирования и величины гидростатического давления на пластические массы. При больших значениях гидростатического давления и общих поддвиговых деформациях (например, как в Таджикской депрессии) соли выжимаются в замки антиклиналей и диапирами выдавливаются к поверхности. При небольшом всестороннем давлении и преимущественном накатывании (надвигании) на форланд эвапориты, как правило, перераспределяются в замки синклиналей (фронтальная Тагам-Аманатинская складчато-надвиговая зона Юго-Западного Гиссара). И наконец, в приповерхностных условиях сухие эвапориты практически не текут, образуя, скорее, концентрические складки вместе с более компетентными толщами.

Эти зависимости приводят к тому, что облик разрывно-складчатых пакетов, содержащих пластичные пачки, меняется от региона к региону. Пакеты могут иметь вид стандартных надвиговых дуплексов с дублированием фрагментов разреза, а в других случаях могут быть представлены чешуйчатыми пакетами последовательно надвинутых синклиналей (Северные Апеннины, Дарваз и пр.) [Massoli et al., 2006]. Еще одна («изошренная») форма разрывно-складчатых пакетов с эвапоритами — дуплексы стогообразной формы [Zheng et al., 2010], в которых соли затекают в пологие разрывы и образуют подобие осадочных силлов (Кельпинтаг и др.).

Таким образом, в областях с исходно различной геологической структурой предполагаемые стадии надвигообразования и конфигурация структур сжа-

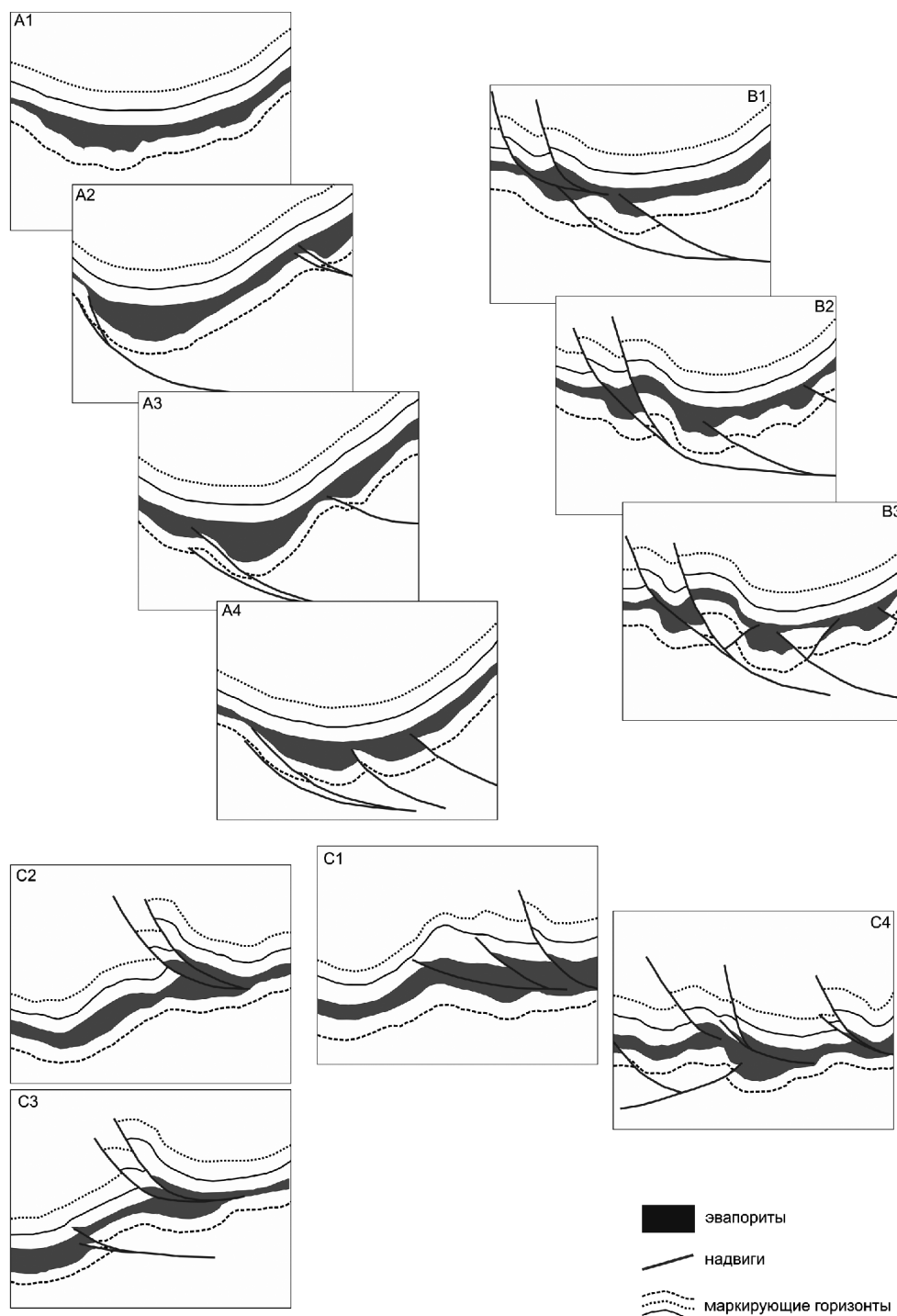


Рис. 7. Сценарии развития деформаций в слоистых толщах с эвапоритами при разных первоначальных структурно-морфологических условиях. Пояснения см. в тексте

тия будут заметно различаться (рис. 7). Для впадин и прогибов, выполненных мощным осадочным чехлом, один из нижних уровней которого представлен эвапоритами, основные деформации с амплитудными надвиговыми перекрытиями могут проявляться в пределах нижнего структурного этажа (рис. 7, A1–A4). При этом морфологически такие участки могут быть представлены слаборасчлененными, топографически низкими районами (Дехканабадская, Шоргузарская и другие впадины). Мощность пачки пластичного

материала из-за локального перетекания материала будет сильно варьировать (рис. 7, A3 и A4). По мере общего тектонического сокращения и нарастания надвиговых деформаций в нижнем структурном этаже крутизна бортов бассейнов седиментации в пределах верхнего этажа увеличивается и наращивается мощность их осадочного заполнения.

Во впадинах с менее мощным осадочным выполнением общая деформация может развиваться по иному сценарию. При менее глубоком залегании

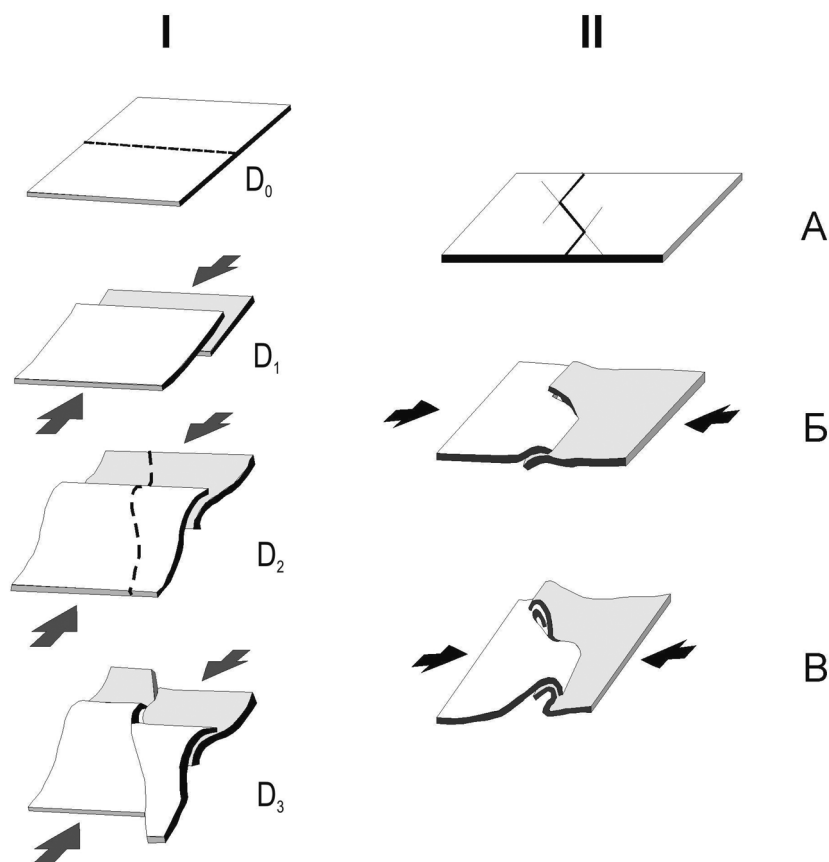


Рис. 8. Последовательная (I) и параллельная (II) модели образования комбинированной надвиго-складчато-сдвиговой деформации. Пояснения см. в тексте

комплекса солей в разрезе развиваются как подсолевые надвиги (в нижнем структурном этаже), так и внутрисолевые, продолжающиеся в верхний структурный этаж (рис. 7, последовательность А1–В1–В2–В3). На заключительных стадиях такой деформационной последовательности структура надсолевого комплекса представлена серией чешуйчатых прямых и обратных надвигов, а толща эвапоритов имеет резко изменчивую мощность из-за нагнетания солей в замки как синклиналей, так и антиклиналей (рис. 7, В3). Такой деформационный режим характерен для обстановки косоугольного сжатия (транспрессии), когда надвигание происходит со значительной сдвиговой компонентой. Именно такой деформационный сценарий наиболее благоприятен для формирования и сохранности ловушек углеводородов, особенно в топографически невысоких краевых антиклинальных поднятиях Юго-Западного Гиссара.

Более сложная последовательность деформационных событий может наблюдаться на границах областей с разной степенью исходной тектонизации, в частности в пограничной зоне между относительно низкогорными и высокогорными районами Юго-Западного Гиссара. В одних случаях участки расположены на границах складчатых поднятий и слабдеформированных впадин. В этом случае наложенная деформация на первом этапе будет проявляться в относительно небольшом перераспределении

мощности солевых отложений на границе зон, с подновлением заложенных на предыдущих этапах внутрисолевых надвигов. Последние при этом будут проникать до уровня дневной поверхности и представлять рельефообразующие элементы (рис. 7, С2). В дальнейшем деформации будут смещаться в сторону прилегающей впадины и концентрироваться на нижнем структурном этаже (рис. 7, С3).

В другом случае контрастные по степени тектонизации участки приурочены к высокоподнятым межгрядовым впадинам (рис. 7, С4). Здесь каждый последующий эпизод тектонических деформаций приводит к формированию новой генерации чешуй в верхнем (надсолевом) структурном этаже. При этом и в нижнем и верхнем этажах развиваются обратные надвиги и синкинематические сдвиги. Финальной стадией развития деформаций в пределах таких участков является заложение общей поверхности detachment, смещение по которой энергетически выгоднее, чем наращивание внутренних деформаций.

**Модели развития складчато-сдвиго-надвиговых деформаций.** В соответствии с теоретическими соображениями, изложенными выше, на первых этапах деформирования тонких оболочек с

пластичными пачками предпочтительнее образуются пологие надвиги, которые по мере усложнения деформаций последовательно преобразуются в покровно-складчато-сдвиговые пакеты. В структуре Юго-Западного Гиссара установлено множество подтверждений этой схемы, например когда палеоценовые (бухарские) карбонаты в складках тесно сдвоенные с реликтами эоценовых глин между ними (или без них). В настоящее время эти складки находятся на поверхности, что создает обманчивое представление о малой глубине их образования. На самом деле эта глубина составляла как минимум 5–7 км, поскольку складки формировались под смытым к настоящему времени молассовым чехлом.

Обычно развитие таких комбинированных деформаций описывают в рамках многоэтапных деформационных моделей с последовательными стадиями надвигания ( $D_1$ ), смятия ( $D_2$ ) и сдвига ( $D_3$ ) (рис. 8, I). Главная трудность применения многоэтапных моделей к описанным структурам Юго-Западного Гиссара состоит в весьма непродолжительном времени их формирования. Основная фаза тектонизации региона происходила здесь в узком временном интервале при формировании единого комплекса пород! Для однотипных и одновозрастных породных комплексов и деформаций Закавказья этот интервал, по палеомагнитным данным, составил как максимум несколько десятков тысяч лет [Трубихин, 1987].

**Заключение.** Мы предполагаем, что более адекватной в данном случае может быть модель одно-временного (параллельного) развития всех типов деформаций (рис. 8, II). В ее основе лежит концепция синкинематического, трансферного сдвига, в которой сдвиг рассматривается как пассивная латеральная граница субгоризонтально движущихся блоков, геометрия которых задается исходной разрывной сетью и соответствующим ей пространственным распределением активных зон, в данном случае — складчато-надвиговых зон поглощения [Тевелев, 1991]. Облик такого деформационного домена напоминает «рваный» разлом К. Дальстрема [Dahlstrom,

1971], автора первоначальных трансферных моделей. Здесь предполагается, что в активных зонах компенсированы сначала трансляционные деформации надвигового или покровного типа, причем образующиеся сдвиго-надвиговые пакеты начинают сминаться сразу после начала движений и монотонно превращаются в складчатые и более сложные структурные образования. Доскладчатые надвиги, таким образом, оказываются закономерным этапом трансферного сдвига. Временное разграничение стадий деформации в этой модели более или менее условное, поскольку деформация развивается в едином стиле.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бухарин А.К., Масленников И.К., Пятков А.К., Панасюченко В.К. Новое в проблеме докембрия гранито-гнейсовых куполов и кольцевых структур Юго-Западного Гиссара // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 92–97.

Геологическая карта Казахстана и Средней Азии, масштаб 1:1500000 / Ред. Н.А. Афоничев, Н.Г. Власов. М.: Мингео СССР, 1981.

Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 207 с.

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. М.: ГЕОС, 2002. 249 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 546).

Додонов А.Е., Ранов В.А. Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит // Тр. XXVII Междунар. геол. конгр. Докл. Т. 3, секция С.ОЗ. Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 67–81.

Кравченко К.Н., Бархударьян А.А., Кондур В.П., Коробка В.С. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон Таджикской депрессии // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон / Отв. ред. В.Е. Хаин. М.: Наука, 1990.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1975.

Тевелев А.В. Особенности применения космической информации при нефтепрогнозных исследованиях в Памиро-Алае // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 12–15.

Тевелев А.В. Кинематика линеаментных систем ЮЗ Гиссара и сопредельных территорий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 6. С. 32–40.

Тевелев А.В. Сдвиги трансформного типа в структуре областей сжатия // Сдвиговые тектонические нарушения и

их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 58–66.

Тевелев А.В. Структура и кинематика зон трансферных сдвигов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 3–18.

Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понта-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 150–157.

Brown D. у P. Ryan. Arc-Continent Collision: The making of an orogen, Springer Frontiers // Earth Sci. Ser. 2011.

Dahlstrom C.D.A. Structural geology in the western margin of the Canadian Rocky Mountains // Bull. Canadi. Petrol. Geology. 1970. Vol. 18. P. 332–406.

Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geol. Mag. 1971. Vol. 108. P. 27–42.

Khamsi S., Soussi M., Mahersi C. et al. New insights on the structural style of the subsurface of the Tell units in north-western Tunisia issued from seismic imaging: Geodynamic implications // Comptes Rend. Geosci. 2009. Vol. 341, Iss. 4. P. 347–356.

Massoli D., Koyi H.A., Barchi M.R. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy) // J. Structural Geology. 2006. Vol. 28, Iss. 2. P. 185–199.

Pavoni N. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung // Geol. Rundsch. 1961. Bd. 51. S. 122–139.

Zeng L., Wang H., Gong L., Liu B. Impacts of the tectonic stress field on natural gas migration and accumulation: A case study of the Kuqa Depression in the Tarim Basin, China // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27. P. 1616–1627.