

# Труды Геологического института

---

*Основаны в 1932 году*  
Вып. 614

**В.Г. Трифонов**

## **Неотектоника подвижных поясов**

Москва  
ГЕОС  
2017

# Оглавление

Введение .....	9
----------------	---

## Часть первая

### Тектонотипы новейших геодинамических обстановок подвижных поясов

<b>Глава 1. Рифтовые системы</b> .....	15
1.1. Байкальская рифтовая система .....	15
1.2. Исландская рифтовая система .....	19
1.3. Сравнительный анализ рифтовых структур .....	26
<b>Глава 2. Островные дуги и активные континентальные окраины (области субдукции)</b> .....	29
2.1. Курило-Камчатская островодужная система .....	29
2.2. Сравнительный анализ островных дуг и активных континентальных окраин .....	36
2.3. Продольные сдвиги по периферии Тихого океана .....	37
<b>Глава 3. Альпийско-Гималайский коллизионный пояс</b> .....	39
3.1. Тянь-Шань-Памиро-Гималайский регион и Центральная Азия .....	41
3.1.1. Активные разломы .....	43
3.1.2. Новейшая структура и её развитие .....	49
3.2. Аравийско-Кавказский регион .....	66
3.2.1. Активные разломы .....	66
3.2.2. Новейшая структура и её развитие .....	75
3.2.3. Новейший вулканизм .....	88
3.3. Альпийская Европа .....	95
3.3.1. Тектоническая зональность .....	95
3.3.2. Новейшие рифты и впадины .....	98
3.3.3. История новейшего тектогенеза .....	101
3.3.4. Позднекайнозойская геодинамика .....	104

## Часть вторая

### Общие проблемы неотектоники

<b>Глава 4. Модернизация плейт-тектонической теории (неотектоническая расслоенность литосферы, диффузные границы плит, большие мантийные клинья)</b> .....	111
4.1. Диффузные границы плит и большие мантийные клинья .....	111

4.2. Принципы обнаружения и изучения неотектонической расслоенности литосферы .....	115
4.3. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах .....	116
4.4. Причины тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы .....	121
<b>Глава 5. Новейшее горообразование .....</b>	<b>123</b>
5.1. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе .....	123
5.2. Особенности новейшего горообразования в других орогенических поясах .....	132
5.3. Глубинные источники новейшего горообразования .....	134
5.3.1. Геолого-геофизические данные .....	134
5.3.2. Сейсмотомографические данные .....	141
5.3.3. Сопоставление данных и модель неотектонического развития Альпийско- Гималайского пояса .....	148
<b>Глава 6. Тектоника мантийных течений .....</b>	<b>151</b>
<b>Заключение .....</b>	<b>161</b>
<b>Литература .....</b>	<b>163</b>

Соответственно, мантийные землетрясения распространены фрагментарно, случаются реже и выделяют меньше сейсмической энергии. По обе стороны от Памирской дуги, в Тибете и Афганистане, тектонические зоны, идентифицируемые с памирскими, расширяются, что указывает на их меньшее утолщение и меньшее воздействие на глубинные метабиты. Вероятно, поэтому западнее Гиндукуша и восточнее г. Ташкуртан мантийный сейсмогенез почти полностью исчезает.

## 3.2. Аравийско-Кавказский регион

Южной границей Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса являются зоны тектонических нарушений, расположенных на границе пояса с Аравийской плитой. Сегмент включает в себя внутренние зоны пояса и Большой Кавказ, развивающийся на его северном фланге. Передовые прогибы, Азово-Кубанский на западе и Терско-Дербентский на востоке, отделяют Большой Кавказ от расположенной севернее слабо деформированной части эпипалеозойской Скифской плиты. Воздействия новейших тектонических событий в Аравийско-Кавказском сегменте распространяются как на запад — на обрамления соседних впадин Средиземного и Чёрного морей и особенно на Анатолию, так и на восток — в пределы Ирана, Каспийского моря и Южной Туркмении.

### 3.2.1. Активные разломы

В структурном рисунке и кинематике активных разломов Аравийско-Кавказского сегмента

и его обрамлений обнаруживаются черты сходства с Памиро-Гималайским регионом. Западной границей Аравийской плиты является меридиональная Левантская зона разломов, нередко называемая Трансформой Мёртвого моря (рис. 26). Она отделяет Аравийскую плиту от Левантинской впадины Средиземного моря, которая в плейт-тектоническом смысле принадлежит Африканской плите. Скорость позднечетвертичных левосдвиговых перемещений вдоль Трансформы оценивается величиной до 7.5 мм/год в окрестностях Мёртвого моря [Freund et al., 1968]. Севернее, в долине р. Иордан, она составляет 4.9 мм/год при вертикальной составляющей движений не более 0.2 мм/год [Ferry et al., 2007]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разлома оценивается по GPS-данным величиной 4.4±0.3 мм/год [Reilinger et al., 2006].

Далее к северу, в сегменте Яммуне в Ливане, зона разломов отклоняется на ССВ и приобретает взбросовую составляющую смещений. Скорость сдвига с конца позднего плейстоцена — 3.9–6.1 мм/год [Gomez, Nemer et al., 2007]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS-данным составляет 4.8 мм/год [Reilinger et al., 2006] или 4–5 мм/год при наличии подчинённой компоненты поперечного укорочения [Gomez, Karam et al., 2007].

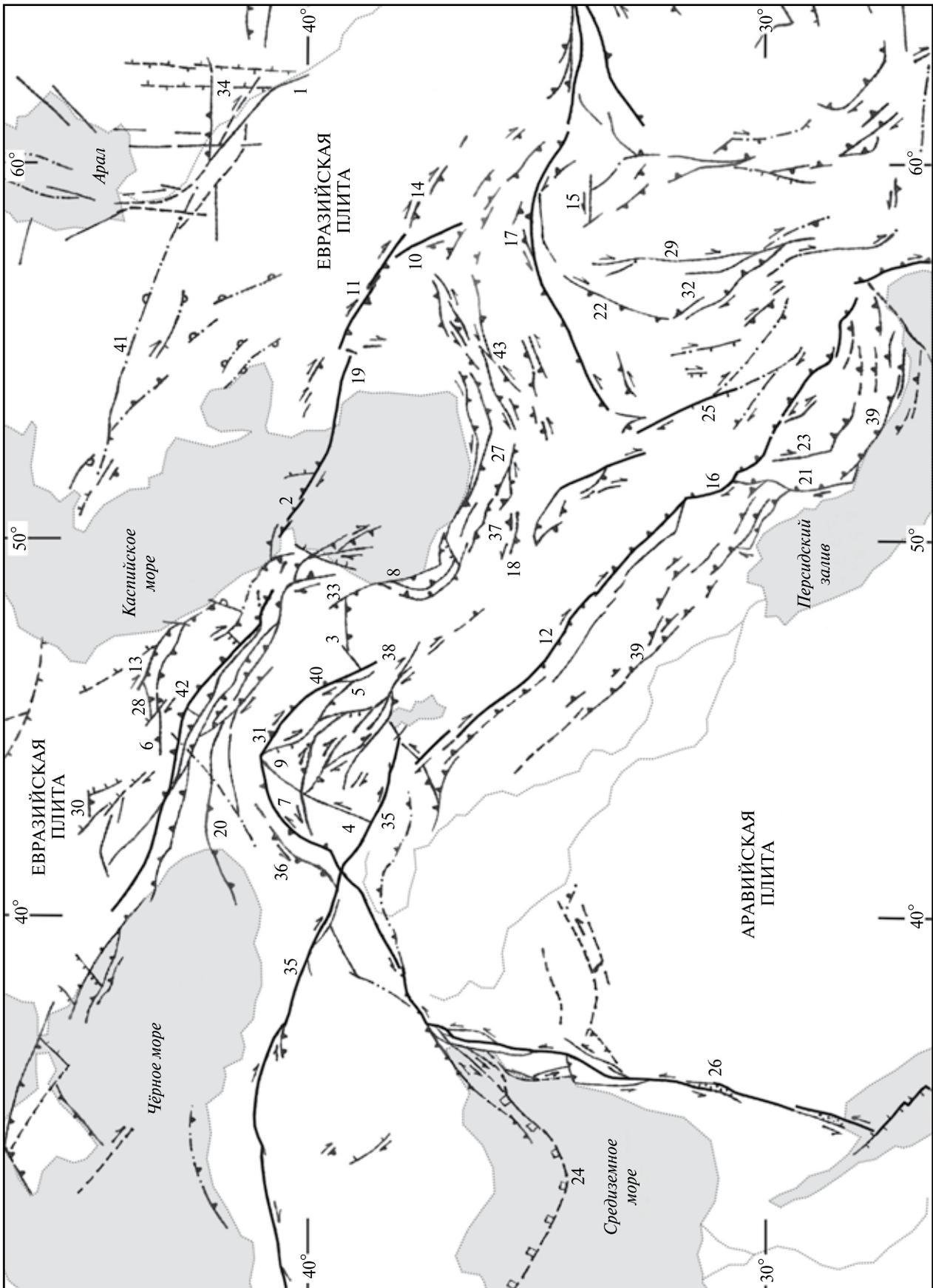
На территории Сирии Трансформа разделяется на несколько ветвей. Главной ветвью является зона разломов Эль-Габ, окаймляющая одноимённый грабен. По ней скорость голоценового левого сдвига составляет ~5 мм/год [Неотектоника..., 2012]. Скорость варьировала во времени. Её оценивают величиной 6–6.8 мм/год за последние два тысячелетия по смещению римского акведука [Meghraoui et al., 2003; Неотектоника..., 2012].

⇒

**Рис. 26.** Активные разломы Аравийско-Кавказского региона [Трифонов, Караханян, 2008]

Условные обозначения см. на рис. 16.

*Цифры на карте* (р. — разлом, з.р. — зона разломов): 1 — Амударьинский р., 2 — Апшеронского порога з.р., 3 — Араксская з.р., 4 — Ахурьянский р., 5 — Балыкгельский р., 6 — Владикавказский р., 7 — Восточно-Анатолийская з.р., 8 — Восточного фланга Тальшской дуги з.р., 9 — Гарнийская з.р., 10 — Гермабская з.р., 11 — Главный Копетдагский р., 12 — Главный современный разлом Загроса, 13 — Гудермесская з.р., 14 — Гяурдагский р., 15 — Даште-Байазский р., 16 — Дена р., 17 — Дорунехская (Большекевирская) з.р., 18 — Ипакская з.р., 19 — Исак-Челекенская з.р., 20 — Казбек-Цхинвальский р., 21 — Казерун-Боразджанская з.р., 22 — Калмард р., 23 — Карех-Бас р., 24 — Кипрская дуга, 25 — Кух-Банан р., 26 — Левантская з.р., 27 — Моша р., 28 — Назранская з.р., 29 — Найбанд р., 30 — Нальчикская (Армавир-Невинномысская) з.р., 31 — Памбак-Севанский р. (СЗ часть Памбак-Севан-Сюникской з.р.), 32 — Равар р., 33 — Сальян-Ленгибизский (Аджичайский) р., 34 — Северного ограничения Бухарской ступени р., 35 — Северо-Анатолийская з.р., 36 — Северо-Восточно-Анатолийская зона, 37 — Северо-Тегеранский р., 38 — Тебризский (Северо-Тебризский) р., 39 — Фронтальная з.р. Загроса, 40 — Ханарасарский р. (ЮВ часть Памбак-Севан-Сюникской з.р.), 41 — Центрально-Устюртский р., 42 — Черногорская флексура, 43 — Шахрудский р.





←

**Рис. 27.** Схематизированная Неотектоническая карта Сирии [Неотектоника..., 2012]

1, 2 — новейшие разломы с разными скоростями перемещений: 1 —  $\geq 1$  мм/год, 2 —  $< 1$  мм/год; 3–5 — возраст последних перемещений по разломам: 3 — неоген, 4 — ранний-средний плейстоцен, 5 — поздний плейстоцен и голоцен; 6–11 — морфокинематические типы разломов: 6 — сдвиги, 7 — надвиги и взбросы, 8 — сбросы, 9 — раздвиги (вулканические цепи), 10 — флексур, 11 — разломы с неизвестным направлением смещений; 12–18 — новейшие впадины и поднятия: 12 — Месопотамский прогиб, 13 — прочие впадины, 14 — изопакиты, м (М — миоцена, МР — миоцен-квартера, Р — плиоцен-квартера), 15 — изолинии поднятия поверхности выравнивания на антиклиналях, 16 — части антиклинальных зон, поднятые на разную высоту, 17 — оси антиклиналей, 18 — слабые четвертичные поднятия в прогибе; 19 — северо-западная граница нижнемиоценовых отложений в Курд-Даге; 20–24 — базальты: 20 — верхнего олигоцена — среднего миоцена, 21 — верхнего миоцена, 22 — плиоцена, 23 — нижнего-среднего плейстоцена, 24 — верхнего плейстоцена и голоцена; 25 — города и государственные границы.

*Цифры на карте:* 1–6 — антиклинальные хребты: 1 — Абдель-Азиз, 2 — Антиливан, 3 — Бассит, 4 — Береговой, 5 — Курд-Даг, 6 — Ливанский; 7, 8 — вулканические нагорья: 7 — Джебель-Араб, 8 — Шин; 9–18 — впадины: 9 — Ад-Дау, 10 — долины Баккаа, 11 — Бокайе, 12 — Эль-Габ, 13 — Амик, 14 — Галилейского моря, 15 — Хомсская, 16 — Хула, 17 — Нахр Эль-Кабир, 18 — Ямунне; 19–27 — разломы: 19 — Акфан, 20 — Аманос, 21 — Джхар, 22 — долины Иордана, 23 — Олаб, 24 — Роум, 25 — Серхайя, 26 — Аафрин, 27 — Св. Симеона.

*Буквенные обозначения.* Ал — г. Алеппо, Ап — г. Антакия, Ве — г. Бейрут, Да — г. Дамаск, На — г. Хайфа, ИВ — залив Искандерон, Ла — г. Латакия, М — г. Миссиаф, Р — г. Пальмира

Вместе с тем, скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS-данным не превышает 1–2 мм/год [Alchalbi et al., 2009; Неотектоника..., 2012]. От сегмента Ямунне на северо-восток ответвляется левый взбросо-сдвиг Серхайя, по которому скорость голоценовых перемещений составляет 1.4 мм/год [Gomez et al., 2001] (рис. 27). Другое ответвление — простирающийся меридионально разлом Роум, продолжающийся на севере разломами шельфа и континентального склона Средиземного моря. Все они являются левыми сдвигами с более или менее заметной взбросо-надвиговой составляющей. Один из разломов, Тартусский, выражен в рельефе шельфа кулисным рядом небольших поднятий-антиклиналей, к числу которых относится о-в Арвад.

На юге Турции Трансформа Мёртвого моря причленяется к Восточно-Анатолийской зоне разломов северо-восточного простираения. Юго-западное окончание зоны представлено эшелонированным рядом разломов, крупнейшие из которых (с запада на восток): Якапинар-Гёксун, Аманос и Восточный Хатай [Westaway, 2004]. По всем этим разломам выявлены позднечетвертичные левосдвиговые смещения и, вместе с тем, уступающие им по величине взбросовые смещения, выраженные в рельефе уступами.

Согласно модели, основанной на результатах GPS-измерений, скорость сдвига составляет ~6.8 мм/год юго-западнее причленения восточной ветви Трансформы и сокращается до  $5.5 \pm 0.5$  мм/год юго-западнее причленения западной ветви Трансформы [Reilinger et al., 2006]. При этом на западном участке появляется и становится соизмеримой со сдвигом компонента

поперечного удлинения, отражающая условия косоугольного растяжения (транстенсии).

Северо-восточнее Восточно-Анатолийская зона становится более компактной, сохраняя левый взбросо-сдвиговый тип смещений с многократным преобладанием сдвиговой компоненты. Скорость сдвига, по данным GPS-измерений, составляет там 9–10 см/год. Из них лишь 4–8 мм/год приходится собственно на разломы зоны, а остальное рассредоточено в полосе шириной до 100 км [McClusky et al., 2000]. По смещению долины р. Евфрат, произошедшем с конца калабрия (12 км за последние 0.9–0.8 млн лет), скорость сдвига может достигать 13–15 мм/год [Trifonov, Çelik et al., 2016].

Далее к северо-востоку Восточно-Анатолийская зона пересекается с Северо-Анатолийской зоной разломов. Вдоль последней юго-восточнее пересечения скорость четвертичного правого сдвига — 9 мм/год [Şaroglu, 1988]. Зона кулисно подставляется Главным современным разломом Загроса (правым сдвигом) юго-восточного простираения. На Дорудском сегменте разлома скорость позднечетвертичного сдвига составляет ~10 мм/год [Vachmanov et al., 2004]. Основным юго-восточным продолжением разлома является разлом Дена, который сначала простирается на юг и характеризуется преимущественно правосдвиговыми смещениями, а затем отгибается на юго-восток, где вдоль его ветвей преобладает надвигание, сопряжённое со складчатостью.

От разлома Дена на юг ответвляются Казерун-Боразджанская и Карехбасская правосдвиговые зоны. Первая на меридиональном отрезке характеризуется скоростью сдвига ~5 мм/год и затуха-

ет к югу по мере того, как от неё ответвляются на юго-восток складчато-надвиговые структуры Загроса. Вторая зона в северной части также является меридиональным сдвигом, а южнее переходит во флексурно-надвиговую зону юго-восточного простирания с поднятым северо-восточным крылом.

Зависимость типа движений от изгибов разломов совмещается с тем, что северо-западнее разломы, следующие вдоль границы Аравийской плиты, характеризуются правосдвиговыми смещениями. В складчатом поясе Загроса развиваются параллельные этому сдвигу складчато-надвиговые структуры. Позднечетвертичное поперечное укорочение складчатого пояса, подсчитанное суммированием надвиговых смещений, достигает нескольких миллиметров в год.

Северо-Анатолийская зона разломов следует от места пересечения с Восточно-Анатолийской зоной на северо-запад и затем на запад более, чем на 1000 км вдоль всей Анатолии и состоит из ряда разломов, нередко расположенных эшелонированно относительно друг друга. От зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками правосдвиговых смещений. Вдоль самой зоны описаны многочисленные примеры позднечетвертичных правых смещений речных и овражных долин и других молодых форм рельефа на десятки и сотни метров; при этом вертикальная компонента смещений переменна и существенно уступает сдвиговой, а местами отсутствует [Trifonov et al., 1996].

Приводятся определения скорости позднеголоценового сдвига в  $20.5 \pm 5.5$  и  $18.6 \pm 3.5$  мм/год в центральной части зоны [Kozac̄ et al., 2007, 2009]. На западе зона разделяется на несколько ветвей, и скорость позднечетвертичного сдвига по северной ветви оценивается в  $15.0 \pm 3.2$  мм/год [Pussi et al., 2008]. Скорость сдвига, рассчитанная суммированием тензоров сейсмических моментов землетрясений XX в., уменьшается от 27 до 16 мм/год с востока на запад [Kiratzi, 1993]. В течение последнего сейсмического цикла, продолжавшегося около 300 лет и достигшего максимума при землетрясении 26.12.1939 с магнитудой  $M_s = 7.8$ , суммарное сдвиговое смещение составило 5–8 м.

Экстраполируя эту величину в прошлое, получаем скорость сдвига 17–27 мм/год [Trifonov, 2000]. Согласно GPS-измерениям, скорость сдвига составляет ~24 мм/год [McClusky et al., 2000]. Она распределена в полосе шириной до 100 км, и собственно на зону разлома приходится только 20 мм/год, а в центре зоны — не более 15 мм/год.

В сбалансированной модели, основанной на GPS-данных, скорость сдвига уменьшается с востока на запад от  $25.7 \pm 0.2$  до  $24.2 \pm 0.2$  мм/год [Reilinger et al., 2006].

Восточно-Анатолийская зона разломов севернее её пересечения с Северо-Анатолийской зоной представлена двумя ветвями. Западная ветвь, названная Северо-Восточной Анатолийской зоной [Şaroglu, 1988], образована разломами юго-восточных бортов Чатской и Эрзрумской впадин, разломом Думлу и разломами возле с. Нарман и г. Олту. Вдоль них отмечены позднечетвертичные взбросовые, а по разлому Думлу также превосходящие их левосдвиговые смещения [Трифонов и др., 2002]. Зона прослеживается до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляется Казбек-Цхинвальским разломом северо-восточного простирания.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны с признаками левосдвиговых смещений простирается сначала параллельно западной ветви, а северо-восточнее всё более отклоняется к востоку. Плоскость разлома круто ( $50\text{--}60^\circ$ ) наклонена на северо-запад. На северо-восточном окончании, в бассейне р. Памбак Северной Армении, восточная ветвь под углом  $17^\circ$  сочленяется с Памбак-Севанской зоной правых сдвигов, характеризующихся скоростью движений ~5 мм/год [Трифонов и др., 1990; Avagyan, 2009].

Памбак-Севанская зона к востоку затухает, но от неё на юго-восток ответвляется Ханарасарская зона разломов со скоростью позднечетвертичного правого сдвига 4.5–5 мм/год. Вертикальная компонента уступает сдвиговой в 7–12 раз, причём чаще поднято северо-восточное крыло. А.С. Караханян объединяет Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы в Памбак-Севан-Сюникский разлом [Karakhanian et al., 2004]. На юго-восточном окончании он кулисно подставляется северо-западными ветвями Тебризского правого взбросо-сдвига. Сливаясь, они отгибаются к востоку, причём взбросо-надвиговая компонента возрастает.

К юго-востоку от Тебризского разлома, в тылу Загроса, известны новейшие разломы, позднечетвертичная активность которых установлена лишь в отдельных сегментах. Они также характеризуются правосдвиговыми смещениями со взбросовой компонентой, возрастающей по мере отклонения разломов к востоку.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны и Памбак-Севан-Сюникский разлом образуют Северо-Армянскую дугу активных разломов, обрамляющую Малокавказский синтаксис. У

разломов дуги почти везде взброшены северные крылья, а сдвиговая составляющая перемещений, близкая к 5 мм/год, многократно превосходит вертикальную составляющую. В эту внешнюю дугу вложена внутренняя, дуга активных разломов, более круто изогнутая и касающаяся внешней дуги в её вершине. Внутренняя дуга представлена Ахурянским разломом северо-восточного простирания и Гарнийской зоной разломов северо-западного простирания. На космических снимках турецкой части Ахурянского разлома видны левосдвиговые смещения мелких речных и овражных долин. На вертикальные смещения указывают грабенообразное строение зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища и приуроченные к зоне сейсмогравитационные деформации.

Гарнийская зона состоит из нескольких сегментов северо-западного простирания, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее предыдущего [Trifonov et al., 1994]. Окончания сегментов соединены более короткими разрывами, простирающимися также на северо-запад, но более широтно, чем сами сегменты. Короткие разрывы и окончания сегментов образуют своеобразные ромбовидные структуры. Голоценовые и позднеплейстоцено-голоценовые смещения вдоль двух северных сегментов, Алаварского и юго-восточнее Мармарик-Азатского (каждый имеет длину ~60 км), дают скорость сдвига 2 мм/год. Вертикальная компонента смещений (поднятие северо-восточного крыла) уступает сдвиговой в 10–15 раз. Лишь на северо-западе она возрастает, и её отношение к сдвиговой составляющей достигает  $1/2-1/4$ .

Такие же скорости и соотношения компонент перемещений установлены в более южном 50-километровом сегменте разлома, протягивающемся от с. Гелайсор до с. Арени. Юго-восточнее Гарнийская зона разветвляется. Одна из ветвей протягивается на 80 км к ЮВ до берега р. Аракс южнее г. Нахичевань, где смыкается с Аракской зоной разломов северо-восточного простирания. Другая ветвь, Арпа-Зангезурская, следует на ВЮВ и достигает Ханарасарского разлома.

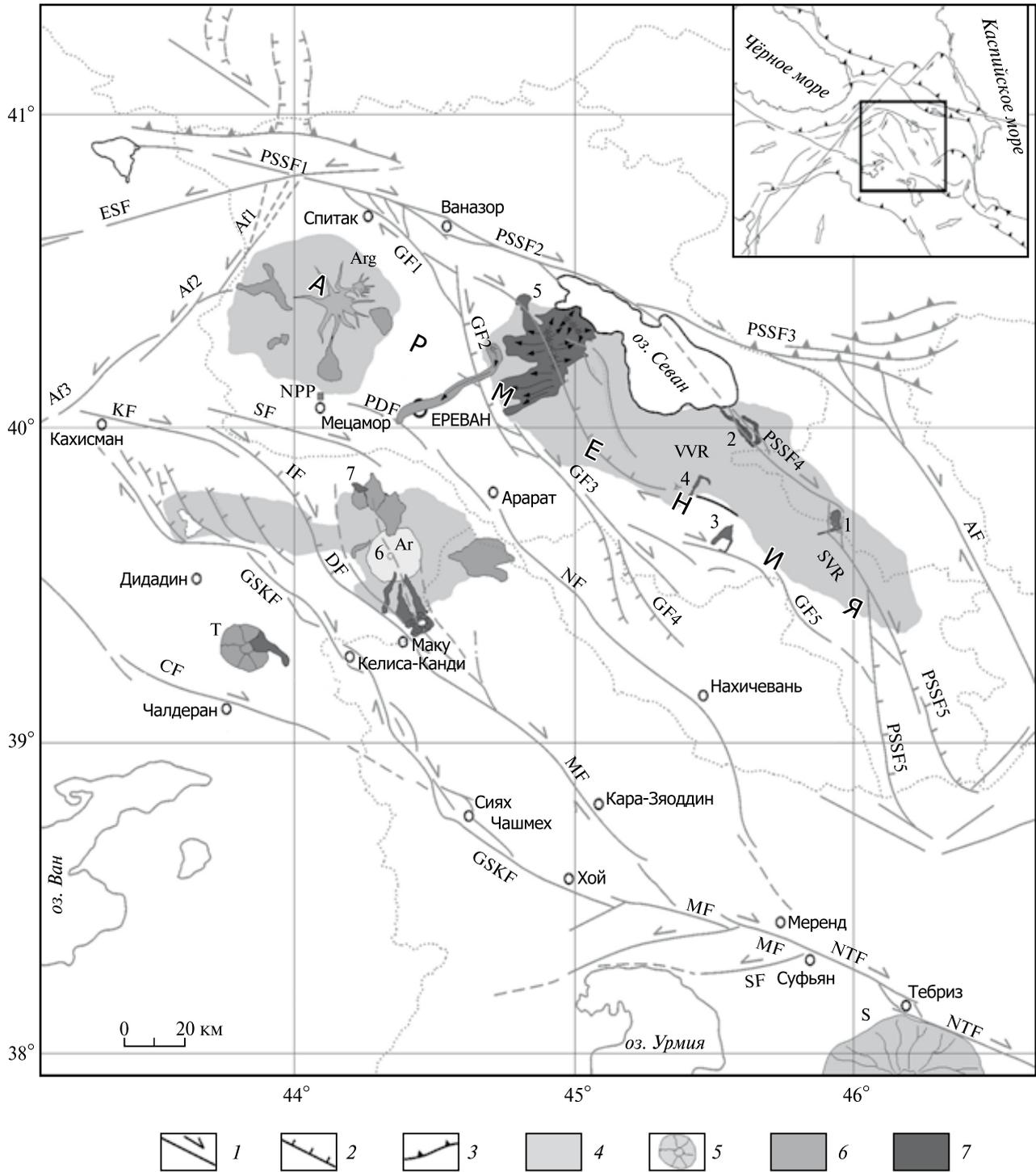
Аракская зона молодых нарушений выражена на земной поверхности сравнительно непротяженными уступами террас и склонов долины р. Аракс. Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Аракская зона в сочетании с активными разломами Тальшских гор образует Тальшскую дугу меньших, чем Северо-

Армянская, размеров, также выпуклую на север [Трифонов и др., 2002]. Разломы Тальшских гор имеют в плане форму Z-образного пучка, в центре которого разломы сближены и простираются почти меридионально вдоль Каспийского побережья, а на севере и юге отклоняются на СЗ и ЮВ, постепенно удаляясь один от другого. На севере разломы пучка образуют фронт дуги и сопрягаются с Аракской зоной, а на юге сочленяются с активными разломами Западного Эльбурса. Вдоль разломов Тальша выявлены молодые взбросовые смещения, возможно, с правосдвиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья.

Итак, в активной тектонике Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса выявляются черты, общие с Памиро-Гималайским сегментом. Это направления смещений на обрамлениях Аравийской плиты — по Левантской и Восточно-Анатолийской зонам, тождественным Чаманской и Дарваз-Алайской, и по восточному отрезку Северо-Анатолийской зоны, Главному современному разлому Загроса и его южному продолжению, сходным с Памиро-Каракурумским разломом. Много общего также в активной тектонике Загроса и южных склонов и предгорий Гималаев. Вместе с тем, наблюдаются и отличия.

Одно из них состоит в том, что обрамляющие Аравийскую плиту Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны пересекаются вблизи с. Карлиова и продолжают соответственно на СВ и СЗ. В месте пересечения они испытывают ветвления и изгибы, свидетельствующие о многократно повторявшихся взаимных сдвиговых смещениях зон [Трифонов и др., 2002].

Вторая особенность описываемого региона — своеобразные миндалевидные структуры [Karakhanian et al., 2002] (рис. 28). Одна из них, Гегам-Варденисская, ограничена с севера Памбак-Севанским разломом, а с юга — Арпа-Зангезурской ветвью Гарнийского разлома. Западным ограничением служит Гарнийский разлом, а восточным — Ханарасарский. Все эти разломы характеризуются правосдвиговыми смещениями, но на северном и южном ограничениях они сочетаются со взбросовыми, отражающими сжимающую составляющую движений, тогда как у простирающихся на СЗ–ЮВ разломов западного и восточного ограничений вертикальная составляющая часто является сбросовой, и видимой сжимающей компоненты движений нет. Еще более отчетливо эта зависимость динамической обстановки образования разломов от их простирания проявляется во внутреннем строении «миндалины».



Ее северная часть понижена и заполнена водами Севана, а южная и западная сложены четвертичными вулканическими породами. В поле их распространения находится Гегамская структура — вложенная «миндалина» меньшего размера. Её северо-восточное ограничение в основном скрыто позднеплейстоценовыми вулканическими образованиями и обнажено лишь на крайнем

северо-западе и на юго-востоке, где выделен разлом Мармарик–Камо с признаками правого сдвига, ответвляющийся от Гарнийского разлома. Юго-восточнее г. Камо (Гавар) разлом отгибается к югу и переходит в меридиональную полосу сбросов восточного борта структуры. Они выражены как смещения вулканитов и обломочных отложений, так и уступами поверхности.

←

**Рис. 28.** Активные разломы Армянского нагорья, Гегам-Варденисская и Араратская миндалевидные структуры и вулканические центры в них [Трифонов, Караханян, 2008]

1–3 — активизированные новейшие разломы: 1 — сдвиг, 2 — сброс, 3 — надвиг или взброс; 4–7 — вулканические образования: 4 — средне-позднеплейстоценовые, 5 — вулкан Тендурек (Т), 6 — позднеплейстоценовые, 7 — голоценовые.

*Цифры на карте:* 1–7 — голоценовые вулканы и лавовые потоки: 1 — Цхук–Каркар (Сюникская структура pull-apart), 2 — Порак, 3 — Смбагасар, 4 — Вайоцсар, 5 — молодые лавы Гегамского нагорья, 6 — главный кратер Арарата, 7 — агломеративный туф склона Арарата, перекрывший поселение второй половины III тысячелетия до н.э.

*Буквенные обозначения.* Крупные вулканы: Аг — Арарат, Арг — Арагац, S — Сипан; вулканические нагорья: SVR — Сюникское, VVR — Вардениское; разломы: AF1, 2, 3 — Ахурянский, AF — Акеринский, CF — Чалдеранский, ESF — Восточно-Анатолийский, GF1, 2, 3, 4 — Гарнийский, GF5 — Арпа-Зангезурский, GSKF — Балыкгельский, IF — Игдирский, KF — Кагызманский, MF — Маку, NF — Нахичеванский, NTF — Северо-Тебризский, PSSF — Памрак-Севан-Сюникская зона разломов (PSSF1, 2, 3 — Памбак-Севанский разлом, PSSF4 — Ханарасарский разлом, PSSF5 — южные продолжения Ханарасарского разлома, на востоке Гиратахское и на западе Дебаклинское, активное лишь фрагментарно), SF — Сардарапатский

Амплитуды позднечетвертичных смещений измеряются метрами, достигая в отдельных случаях 15–20 м. Чаще опущены западные крылья. Наряду с этим, выявлены правые смещения пересекаемых овражных долин амплитудой до 200 м.

Араратская миндалевидная структура (см. рис. 28) ограничена с юго-запада Балыкгельским разломом, переходящим на юго-востоке в Северо-Тебризский разлом восток-юго-восточного простирания. Юго-восточнее г. Меренда (Иран) он смыкается с Сардарапат-Нахичеванским разломом, образующим восточную и северную границы «миндалины». Разлом простирается от г. Меренда на север до г. Нахичевани, далее отгибается на северо-запад и запад вдоль левого бережья р. Аракс и возле г. Кагызман (Турция) вновь смыкается с окончанием Балыкгельского разлома. Вдоль оси «миндалины» простирается прямолинейный разлом Маку, сливающийся с Балыкгельским на северо-западе структуры.

По всем указанным разломам обнаружены признаки позднечетвертичных правосдвиговых перемещений. Вертикальная компонента испытывает характерные изменения. На южном (Северо-Тебризский разлом) и северном (западная часть Сардарапатского разлома) краях она является взбросовой, причём у Сардарапатского разлома опущено южное крыло. На восточном краю структуры тип вертикального смещения скорее всего сбросовый.

Такие же смещения обнаружены и вдоль Балыкгельского разлома южнее оз. Балык. На участках кулисного подставления его сегментов выявлены мелкие ромбовидные и миндалевидные структуры. На северо-западе от сливающихся разломов Балыкгельского и Маку отходят на север многочисленные сбросы и правые сбросо-сдвиги, образующие структуру «конского хвоста».

Различие типов вертикальных движений, взбросового на северном и южном краях «миндалины» и преимущественно сбросового на её западном и восточном краях и у оперяющих разломов, при доминирующем правом сдвиге роднит Араратскую «миндалину» с Гегам-Варденисской и позволяет рассматривать их как структуры, возникающие между сдвиговыми зонами по тому же принципу, как возникают структуры типа pull-apart между сегментами сдвига.

Севернее Северо-Армянской и Тальшской дуг активные разломы образуют северный фронт Аджаро-Триалетии и особенно многочисленны в южных предгорьях и на южном склоне Большого Кавказа. С.И. Кулошвили, обобщивший данные о таких разломах на территории Грузии, отмечает вдоль них молодые надвиговые и взбросовые смещения [Трифонов et al., 1996].

Преобладание надвигов и взбросов характерно и для территории Азербайджана. С надвигами и взбросами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффектно проявленные на востоке Аджиноурской складчатой зоны. Здесь на крутом южном крыле Карамарьянской антиклинали скорость относительного вертикального перемещения поверхности позднеплейстоценовой террасы достигает 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Судя по изменению глубины вреза древнего ирригационного канала, движения продолжались в историческое время [Трифонов, 1983].

Большинство активных разломов южного склона и южных предгорий Большого Кавказа, простирающихся на ЗСЗ параллельно оси горного сооружения, характеризуются взбросо-надвиговыми смещениями. Но по некоторым разломам, отклоняющимся на СЗ от этого направления, обнаружены молодые правосдвиговые смещения. Они представлены в зоне Сальян-

Ленгизбизского (Аджичайского) правого взбросо-сдвига на южном склоне Юго-Восточного Кавказа. Средняя скорость сдвига по нему с конца плейстоцена достигает 1 мм/год [Трифонов, 1983]. Правые взбросо-сдвиги продолжаются на юго-восток в Южный Каспий. Направления молодых смещений по разломам южного склона Большого Кавказа отражают условия субмеридионального или северо-северо-восточного горизонтального сжатия и укорочения. Этому не противоречит появление непротяженных левых сдвигов северо-восточного простирания и сбросов север-северо-восточной ориентировки в Южном Дагестане. Примером последних является Каflan-Калинский сброс, скорость позднеплейстоценовых движений по которому составляет 1 мм/год.

На северных склонах и в предгорьях Большого Кавказа скорости позднечетвертичных движений меньше, чем в зоне южного склона, но преобладают активные нарушения тех же двух главных направлений: во-первых, широтного и запад-северо-западного и, во-вторых, северо-западного. Первое направление в Дагестане представлено взбросами, наклоненными на юг, реже на север. В Чечне к нему относится Черногорская флексура, которой, по-видимому, соответствует под осадочным чехлом разлом консолидированного основания. На западе флексура кулисно подставляется Владикавказским и Балтинским разломами, с которыми сопряжены асимметричные антиклинали с крутыми южными крыльями. Изменения высот террас конца позднего плейстоцена указывают на скорости перемещений 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Меньшие скорости движений характеризуют подобные разломы и флексуры на Центральном Кавказе.

Северо-западное направление представлено глубинными зонами активных разломов, выраженными на поверхности лишь косвенными признаками. Таковы тектонические нарушения Каспийского побережья между городами Махачкала и Дербент, Гудермесская и Назранская зоны в Чечне, Лысогорская флексура и Нальчикская (Армавир-Невинномысская) зона разломов на Центральном Кавказе [Милановский и др., 1989]. Особенности поля напряжений, восстановленного по ориентировке молодых трещин, позволили предполагать вдоль разломов, наряду с вертикальной, правосдвиговую составляющую движений [Расцветаев, 1989]. Северо-Западный Кавказ имеет сходные особенности смещений по разломам. Их дополняют там сбросы и левые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания,

фиксируемые в деформациях морских террас [Островский и др., 1977; Измайлов, 2007].

Активная тектоника Центрального Ирана и Эльбурса определяется подвижками по разломам, простирающимся, во-первых, на восток или ВСВ и, во-вторых, на север или ССЗ. На севере преобладают субширотные активные нарушения. Они представлены в Эльбурсе и на обоих его склонах, где характеризуются взбросовыми смещениями [Berberian, 1976].

Однако при Рудбарском землетрясении 20.06 1990 г. с магнитудой 7.2 по продольному разлому Эльбурса произошла подвижка до 1 м с преобладающей левосдвиговой компонентой смещения, а определение механизма очага показало почти чистый левый сдвиг [Berberian et al., 1992]. Кулисный ряд разломов, которые, наряду со взбросовой, имеют левосдвиговую компоненту смещений, протягивается вдоль южных предгорий Эльбурса [Vachmanov et al., 2004]. На западе ряда находится Ипакская зона разломов протяженностью ~100 км. Выявлены молодые левосдвиговые смещения, превосходящие взбросовую компоненту. Смещение конуса выноса начала позднего плейстоцена позволило оценить скорость сдвига в 0.5–1.5 мм/год. По Северо-Тегеранскому разлому очевидны четвертичные и местами позднечетвертичные взбросовые и надвиговые смещения. Однако на северном краю г. Тегерана возле Университета Шахид Бехешти по омоложенному сегменту разлома можно предполагать левое смещение на 100–200 м длины р. Дараке.

Северо-Тегеранский разлом примыкает на востоке к разлому Моша, который протягивается на 175 км на ВЮВ. Его северное крыло взброшено, но преобладают левосдвиговые смещения. Скорость голоценового сдвига  $\geq 2$ –2.5 мм/год, а суммарная средняя скорость взбросо-сдвиговых перемещений  $> 3$  мм/год. Возможным восточным продолжением этой системы левых взбросо-сдвигов является активный разлом восток–северо-восточного простирания, по которому Н.Уэллман, назвавший его Шахрудским, отдешифровал на аэрофотоснимках левые смещения водотоков [Wellman, 1966]. Такие же смещения установлены по Даште-Байазскому разлому на востоке Ирана [Tchalenko, Berberian, 1975].

Более сложный характер смещений выявлен вдоль расположенного между Шахрудским и Даште-Байазским разломами 700-километрового Большекевирского (Дорунехского) разлома. Он образует пологую выпуклую на север дугу, которая в более протяженной западной части про-

стирается на ВСВ, а в восточной части — на ВЮВ. От вершины дуги на ВСВ ответвляется 100-километровый разлом Асадабад с признаками надвига и левого сдвига.

А.С. Караханян, обследовавший зону Дорунехского разлома в 1998 г., обнаружил в его западной части молодые левосдвиговые смещения, которые восточнее ответвления Асадабадского разлома сменяются правосдвиговыми. По существу, соотношение между сегментами с разным направлением сдвига такое же, как между Восточно-Анатолийским и Памбак-Севанским разломами в Северо-Армянской дуге, и также отражает субмеридиональное укорочение, которое, возможно, связано в данном случае с северным дрейфом Лутского массива, обусловленным давлением Оманского малого синтаксиса.

Разломы субмеридиональной системы обрамляют с запада и востока Лутскую впадину. На западном обрамлении это разломы Кух-Бенан, Равар, Найбенд и Калмард. Их простирания изменяются от север-северо-западного и меридионального на юге до север-северо-восточного на севере. Независимо от изменения простираний по разломам везде имеют место правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, которые сопровождаются сбросовой или, чаще, взбросовой составляющей [Berberian, 1976; Mohajer-Ashjai et al., 1975]. Правосдвиговые смещения выявлены и в зоне меридионального разлома Джаббар, пересекающего Даште-Байазский разлом. На восточном обрамлении Лутской впадины отмечены молодые вертикальные смещения.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам Центрального Ирана указывает на северо-восточное направление максимального укорочения земной коры, что совпадает с направлением сжатия в очагах большинства сильных землетрясений региона [McKenzie et al., 1978]. Активные разломы распределены неравномерно, ограничивая более или менее крупные блоки. Однако наличие таких блоков мало искажает однообразие динамической картины, сходной с той, что реконструирована для Центральной Азии к северу от Тибета.

В Северном Иране динамическая обстановка разрывообразования иная: северный дрейф Лутского массива привел к образованию новейшей структурной дуги Аладаг-Биналуда и в целом Туркмено-Хорасанских гор. По продольным разломам дуги зафиксированы молодые взбросовые и надвиговые смещения. С севера дуга ограничена зоной Главного Копетдагского раз-

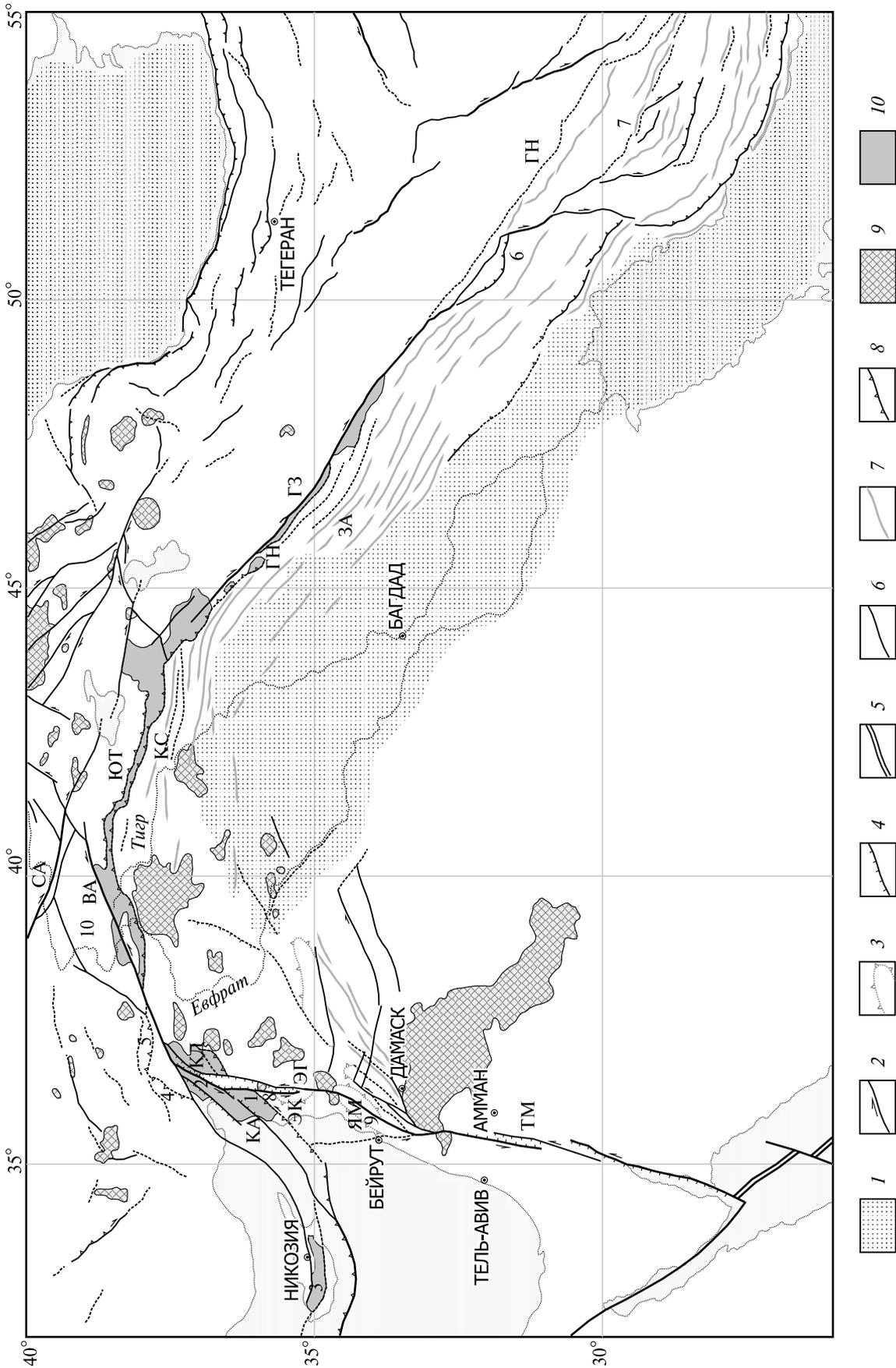
лома северо-западного простирания, по которому выявлены многочисленные правосдвиговые смещения, в 2–8 раз превосходящие взбросо-надвиговую компоненту движений [Трифонов, 1983]. Между городами Казанджик и Ашхабад они распределены по двум ветвям разлома, наклоненным под углами 40–60° на ЮЗ. Суммарная скорость сдвига в обеих ветвях достигает 2 мм/год. На непротяженных участках юго-восточнее с. Искандер и южнее с. Келята зона Главного Копетдагского разлома резко изгибается на ВСВ и обнаруживает признаки молодых надвиговых перемещений. Возле с. Пароу к разлому с ЮЗ причленяются сопряженные с ним активные левые сдвиги. В районе г. Бахардена, западнее с. Багир и в районе г. Ашхабада от зоны Главного разлома отходят на ЮВ оперяющие ее Гермабская, Асельминская и Харварская правосдвиговые зоны.

Сложное сочетание разнонаправленных активных нарушений выявлено юго-восточнее Ашхабада. Здесь есть субширотные надвиги, с которыми иногда связаны молодые складчатые деформации, северо-западного направления правые и северо-восточного — левые сдвиги и небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и север-северо-восточного простираний. Всё это указывает на преимущественно меридиональное направление горизонтального сжатия и укорочения.

В Западном Копетдаге зона Главного разлома продолжается до Малого Балхана и далее, деградируя, до северо-восточного склона хребта Большой Балхан. Она кулисно подставляется с юга Исак-Челекенской зоной молодых разрывов, вдоль которой выявлены правосдвиговые и уступающие им в 3–4 раза вертикальные смещения. Исак-Челекенская зона продолжается на СЗ зоной разломов Апшеронского порога, которая на Большом Кавказе кулисно подставляется зоной Главного взброса.

### 3.2.2. Новейшая структура и её развитие

**На северо-западном фланге Аравийской плиты,** в горах Бассит и Курд-Даг в Северо-Западной Сирии (1 на рис. 29), офиолиты Неотетиса залегают на платформенном чехле до морского кампана или нижнего маастрихта включительно в надвиговых чешуях, перекрытых верхнемаастрихтскими и более молодыми морскими отложениями неоавтохтона [Книппер и др., 1988].



←

**Рис. 29.** Структурные обрамления севера Аравийской плиты [Трифонов, 2016]

1 — Месопотамский прогиб; 2–6 — позднекайнозойские разломы: 2 — сдвиги, 3 — надвиги, 4 — сбросы; 5 — ось Красноморского рифта; 6 — прочие разломы; 7 — оси позднекайнозойских антиклиналей; 8 — раннекайнозойские надвиги; 9 — неоген-четвертичные вулканы; 10 — офиолиты Неотетиса.

*Цифры на карте:* 1 — Бассит, 2 — Антакия, 3 — Кипр, 4 — Мисис-Андириин, 5 — Чаджляянсерит, 6 — Дезфул, 7 — Фарс, 8 — Береговой хребет, 9 — Ливанский хребет, 10 — район Элязиг–Малатья.

*Буквенные обозначения.* ВА — Восточно-Анатолийская зона разломов, ГЗ — Главный современный разлом Загроса, ГН — Главный надвиг Загроса, ЗА — Загрос, КА — прогиб Киликия–Адана, КД — Курд-Даг, КС — краевые складки Турции, СА — Северо-Анатолийская зона разломов, ТМ — Трансформа Мёртвого моря, ЭГ — зона разломов Эль-Габ Трансформы Мёртвого моря, ЭК — прогиб Эль-Кабир, ЮТ — Южно-Таврская надвиговая зона, ЯМ — разлом Яммуне Трансформы Мёртвого моря

В аллохтонном комплексе Бассита выделены нижний покров Тамима, сложенный вулканогенно-осадочными породами с фауной от верхнего триаса до нижнего сеномана, и верхние собственно офиолитовые покровы. Реликты того же офиолитового разреза вскрыты на окраине г. Антакия (Антиохия) в зоне разлома Хатай, одной из ветвей Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов (2 на рис. 29). Чтобы понять, можно ли рассматривать эти покровы как проявления начала коллизии, обратимся к Кипру (3 на рис. 29).

Аргументом за то, что о-в Кипр представляет собой часть активной островной дуги, являются мантийные землетрясения, большинство которых приурочено к её северо-западному окончанию, и прогиб между о-вом Кипр и подводным поднятием Эратосфен, который продолжается на восток прогибом Эль-Кабир и может интерпретироваться как преддуговой трог. Против — отсутствие островодужного вулканизма. Какова бы ни была природа дуги, она возникла ~17 млн лет назад, а до того тектоническая история была иной.

Зона Мамония на юго-западе о-ва Кипр состоит из нескольких тектонических покровов [Silantsev et al., 2005]. На нижнем покрове метаморфических пород с возрастом метаморфизма ~89–90 млн лет залегает полимиктовый серпентинитовый меланж, а верхние покровы состоят из вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород от верхнего триаса до альба–сеномана. Центральная параавтохтонная зона Троодос — классический разрез палеоокеанической коры. Его магматическая часть имеет возраст 90–92.5 млн лет, а перекрывающие её пелагические осадки содержат радиолярии турона-сантона. Неоавтохтон обеих зон сложен карбонатами и терригенно-карбонатными осадками маастрихта–тортона, от которых плиоцен отделён мессинскими эвапоритами. Зона Кирения

на севере о-ва Кипр образована мелководными карбонатами верхнего триаса — мела, пелагическими карбонатами маастрихта–палеоцена и эоценовыми турбидитами [Robertson, 1998].

Согласно интерпретации описанных соотношений в работе [Krylov et al., 2005], с позднего триаса этот район был частью Тетиса. В сеноман–туроне на границе с Левантинским субокеаническим бассейном Неотетиса обособилась энсиматическая Протокипрская островная дуга, а за ней — задуговой бассейн зоны Троодос с проявлениями спрединга.

Однако убедительных признаков островодужной природы Протокипрской структуры нет, и более правильной представляется её трактовка как подводного поднятия, севернее которого Неотетис продолжался. Перед поднятием возник аккреционный комплекс Мамония, который в кампане приобрёл покровную структуру. В позднем кампане — раннем маастрихте севернее поднятия спрединг сменился глубоководным осадконакоплением. В маастрихте произошли взаимосвязанные преобразования, выразившиеся во вращении зоны Троодос, надвигании на неё комплекса Мамония и надвигании северо-восточных продолжений зоны Троодос и комплекса Мамония (зоны Тамима) на Аравийскую плиту. После этой фазы деформаций относительно глубоководное осадконакопление продолжалось в северном прогибе до позднего олигоцена — раннего миоцена, когда на прогиб надвинулась зона Кирения, что можно считать началом коллизии. После этого мелководное осадконакопление происходило до позднего плиоцена, когда поднятие привело к образованию современного о-ва Кипр. Между ним и Южным Тавром сохранился прогиб Киликия–Адана.

В смежной части Южно-Таврской зоны выделен меланжевый комплекс Мисис-Андириин (4 на рис. 29), нижнее структурное подразделение

которого сложено верхнемеловыми вулканитами островодужного типа и пелагическими осадками палеоцена — среднего эоцена [Robertson et al., 2004]. Его перекрывают тектонически брекчированные блоки мезозойских известняков, принесённые с карбонатной платформы Тавриды вместе с обломками офиолитов Южно-Таврской зоны. Блоки и обломки сцементированы полимиктовым материалом турбидитового типа. Предполагается, что за фазой диастрофизма конца мела — начала палеогена, приведшей к обдукции офиолитов, последовало углубление реликтового бассейна Неотетиса в палеоцене — среднем эоцене.

Субдукция конца эоцена — олигоцена привела к образованию на северном континентальном склоне бассейна аккреционной призмы, сложенной материалом мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла. На отложения призмы сползли блоки карбонатного чехла Тавриды. Затем последовали коллизия Тавриды с Аравийской плитой и перекрытие аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. Юго-западная часть реликтового бассейна сохранилась в виде впадины Киликия–Адана.

Уточняющие данные о времени перерастания субдукции в коллизию и в последующих тектонических преобразованиях получены для участка Южно-Таврской зоны и её южного обрамления западнее Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов возле с. Чаджляансерит между г. Караманмараш и г. Малатья (5 на рис. 29) [Akinci et al., 2016]. Южно-Таврская зона образована здесь серией надвиговых пластин, в основании которых залегают грубообломочные породы с обломками офиолитов. Выше следует офиолитовый меланж, причём восточнее аналогичные офиолиты прорваны верхнемеловыми гранитными телами.

На офиолиты надвинут осадочный меланж Булгуркая, состоящий из глыб и олистостром метаморфических пород формации Малатья, верхнемеловых и эоценовых мелководных известняков и песчаников, сцементированных метаморфизованным пелагическим материалом. Верхняя пластина образована метаморфическим комплексом Малатья, представляющим собой фундамент Тавриды. Форланд Аравии сложен эоценовыми и нижнемиоценовыми карбонатами, замещавшимися в раннем–среднем миоцене к северу относительно мелководными турбидитами, материал которых поступал с Тавриды. Предполагается, что офиолиты представляют

фундамент субдуцировавшей под Тавриды коры остаточного бассейна Неотетиса, а матрикс осадочного меланжа Булгуркая — её чехол, причём формация Булгуркая является аккреционной линзой на Таврской стороне прогиба.

Коллизия началась в олигоцене — раннем миоцене, и нижне-среднемиоценовые турбидиты отлагались в прогибе, возникшем при надвигании Тавриды на край Аравийской плиты. Надвигание продолжалось и позднее. Из-за связанного с ним подъёма края Тавриды увеличился снос обломочного материала, приведший к накоплению южнее надвиговой зоны верхнемиоцен-плиоценовых аллювиально-пролювиальных толщ. Усиление поднятия Таврского хребта в конце плиоцена — начале плейстоцена отразилось в возрастании грубообломочности отложений. Продолжавшееся давление Тавриды вызвало их прогрессирующую складчатость, которая в плиоцене–квартере осложнилась левосдвиговыми смещениями вдоль Восточно-Анатолийской зоны разломов.

На северо-восточном фланге Аравийской плиты, в зоне Главного Загросского надвига (ГН на рис. 29), сохранились деформированные следы субдукции Неотетиса в виде мезозойских офиолитов и относительно мелководных палеоцен-эоценовых отложений [Golonka, 2004]. После их деформации между Аравийской плитой и структурами Центрального Ирана, отделёнными зоной Главного надвига, сохранялся реликтовый бассейн [Неотектоника..., 2012]. В его обращённой к надвигу северо-восточной части в течение олигоцена, раннего и, возможно, части среднего миоцена отлагалась терригенная формация Резак, замещавшаяся на краю Аравийской плиты более мелководными отложениями.

Последовавшее затем накопление песчано-глинистой формации Мишан (средний и, возможно, верхний миоцен) происходило уже в коллизионных условиях в Месопотамском передовом прогибе. Обломочный материал для этой формации поступал с северо-восточного крыла надвига, из Санандадж-Сирджанской зоны Центрального Ирана.

Постепенность перехода от субдукции к коллизии здесь обусловлена тем, что прилегающая часть Аравийской плиты, начиная с венда, устойчиво прогибалась, и мезозойско-палеогеновые отложения прогиба постепенно сменялись отложениями Неотетиса. Соответственно, сглаженным был и переход от утонённой континентальной коры к океанической. Граница кон-

тинентальной части плиты была неровной, и при сокращении остаточного прогиба Неотетиса разные её части достигли Главного надвига в разное время. Это обусловило поперечную сегментацию складчатого сооружения Загроста, возникшего при коллизии на прилегающей к Главному надвику части передового прогиба. На юго-востоке, вблизи Персидского залива, различаются северо-западный сегмент Дезфул с континентальной корой (6 на рис. 29) и юго-восточный сегмент Фарс, где кора была утонённой и, возможно, более мафической (7 на рис. 29) [Неотектоника..., 2012].

Оба сегмента имеют вергентную на юго-запад складчато-надвиговую структуру. По характеру деформаций с СВ на ЮЗ выделены четыре зоны: Чешуйчатая, Высокого Загроста, Низкого Загроста и Предгорная. Их различают: интенсивность деформаций, наибольшая в Чешуйчатой зоне; средняя высота, ступенчато убывающая в юго-западном направлении, и, главное, время деформаций. В сегменте Фарс возраст грубой молассы, маркирующей фазу выражения развивавшихся антиклиналей в рельефе, последовательно изменялся с удалением от Главного надвига [Бачманов, 2001; Неотектоника..., 2012]. Рельефообразование в Чешуйчатой зоне началось в среднем-позднем миоцене, сразу после начала коллизии, и продолжалось до плиоцена. В Высоком Загросте эта эпоха охватывает диапазон времени от конца миоцена — начала плиоцена (5.3–4.9 млн лет) до конца плиоцена (2.7–2.3 млн лет), а в Низком Загросте — с позднего плиоцена — гелазия (3.1–2.3 млн лет) до позднего калабрия — начала среднего плейстоцена (1.2–0.7 млн лет). В Предгорной зоне она началась в конце раннего — начале среднего плейстоцена (0.9–0.5 млн лет назад) и продолжается поныне.

Согласно предложенной интерпретации эволюции Загроста [Неотектоника..., 2012], коллизионное сжатие в зоне Главного надвига привело к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне пологих складок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне (рис. 30). Складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала, на первых порах относительно тонкого. По мере увеличения складчатых изгибов началось скольжение осадочного чехла по отдельным плоскостям, которые постепенно сливались в общий срыв в базальной вендской Ормузской формации эвапоритов. При этом интенсивность воздымания складчатой

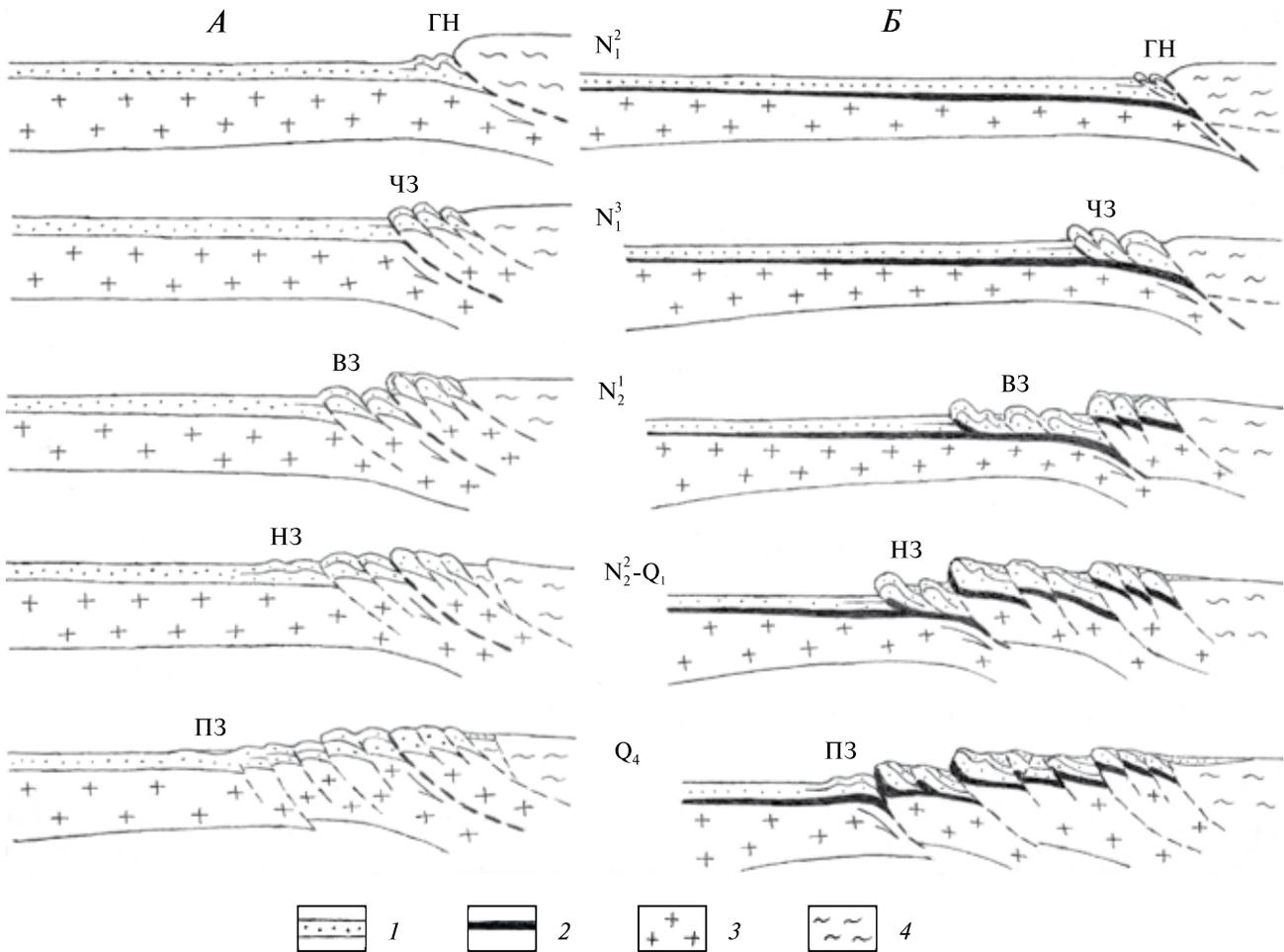
зоны возрастала, что нашло отражение в формировании грубообломочной верхней части молассы.

Отслоенный фундамент, утолщаясь при сжатии, продолжал пододвигаться в зоне Главного надвига. Наконец, потенциал сжатия Чешуйчатой зоны исчерпался. Произошло её изостатическое поднятие. Одновременно глубинное пододвигание сместилось во фронт Чешуйчатой зоны. Перед ним началась такая же последовательность деформаций, приведшая к формированию Высокого Загроста, после чего аналогичные процессы происходили в Низком Загросте, а затем в Предгорной зоне (см. рис. 30). В сегменте Дезфул, где Ормузские эвапориты сокращены в мощности, масштабы срыва чехла и ширина складчатых зон меньше, чем в сегменте Фарс.

В плиоцене-квартере эродированные Высокий Загрост и Чешуйчатая зона испытали общее поднятие, которое в Дезфуле достигло большей высоты, чем в Фарсе, а также деформации и смещения по новому структурному плану. Важнейшим элементом новой системы стал Главный современный разлом Загроста — прямолинейный правый сдвиг с небольшой и переменной вертикальной компонентой смещений [Tchalenko, Braud, 1975; Berberian, 1976; Bachmanov et al., 2004]. Он простирается вдоль сегмента Дезфул примерно параллельно Главному надвику, а в сегменте Фарс разветвляется на несколько сдвигов, отклоняющихся на юг.

На северо-западном фланге Аравийской плиты в позднем плиоцене — квартере произошла перестройка Трансформы Мёртвого моря, выразившаяся образованием её новых ветвей, Ямунне в Ливане и Эль-Габ на западе Сирии, в которых сосредоточилась главная часть левосдвигового перемещения. Одновременно усилился рост прибрежных антиклиналей — Ливанского и расположенного севернее Берегового хребта. Береговая антиклиналь (8 на рис. 29) возникла не позднее миоцена, но к концу миоцена была эродирована, и на её выровненную поверхность излились базальты возрастом от 6.4 до 4.1 млн лет [Неотектоника..., 2012].

Возле Средиземного моря южнее г. Баниас базальты с признаками взаимодействия с морской водой сейчас подняты на 260–300 м над уровнем моря. В осевой части антиклинали базальты находятся на высотах до 800 м, а на восточном крыле, где их мощность возрастает, кровля базальтов расположена на высотах до 400 м, а подошва — на 100–150 м ниже.



**Рис. 30.** Принципиальная схема развития складчато-надвиговых деформаций и рельефа Загроса в провинциях Дезфул (А) и Фарс (Б)

1 — осадочный чехол; 2 — Ормузская формация венда в основании осадочного чехла; 3 — кристаллическая часть земной коры; 4 — фундамент Санандаж-Сирджанской зоны Центрального Ирана.

*Буквенные обозначения.* ГН — Главный надвиг Загроса; тектонические зоны: ЧЗ — Чешуйчатая, ВЗ — Высокого Загроса, НЗ — Низкого Загроса, ПЗ — Предгорная

Следовательно, осевая часть Берегового антиклинального хребта поднялась за последние ~4 млн лет на 800 м со средней скоростью 0.2 мм/год. Севернее, где хребет достигает высот 1500–1800 м, скорость была, вероятно, выше. Скорость подъёма со среднего плейстоцена определена по высоте террас, т.е. величине врез р. Эль-Кабир на севере антиклинали. Скорость составляет 0.22–0.28 мм/год [Trifonov et al., 2014]. Большой величиной оценивается скорость плиоцен-четвертичного поднятия Ливанского хребта, достигающего высот 1500–3000 м (9 на рис. 29) [Gomez et al., 2006].

**Во внутренних областях Аравийско-Кавказского сегмента** коллизионное развитие отличалось большим разнообразием, при котором помимо структурного и седиментационного эффекта

изменявшихся тектонических движений важную роль играл вулканизм. В качестве характерных примеров рассматриваются бассейн р. Евфрата в районе городов Элязиг и Малатья и Северо-Западная Армения. На участке в бассейне Евфрата (10 на рис. 29), помимо выходов метаморфических пород палеозоя (формация Малатья) и нижнего мезозоя, широко представлены сенонские известково-щелочные вулканы островодужного типа с гранитными телами, которые можно рассматривать как проявления вулканического пояса активной окраины Неотетиса. Они перекрыты маастрихтскими рифовыми известняками. Выше несогласно залегают нижнепалеоценовые красноцветные конгломераты, свидетельствующие о локальном появлении первых субэральных подня-

тий. Их с размывом перекрывают шельфовые известняки верхнего палеоцена — нижнего эоцена, а в среднем эоцене — раннем олигоцене происходит резкое углубление бассейнов осадконакопления. В них накапливаются склоновые терригенные отложения, имеющие вид клиноформ, содержащие олистостромы и демонстрирующие переход от шельфовых фаций к глубоководным [Cronin et al., 2005; Çelik, 2012].

С заполнением бассейнов в них вновь накапливаются шельфовые карбонаты, а в олигоцене — среднем миоцене накопленные толщи деформируются. В итоге формируется слабо-контрастный рельеф с поднятиями не выше низкогорных, о чём свидетельствует тонкообломочность озёрных и аллювиальных отложений верхнего миоцена и плиоцена во впадинах. На части территории накапливались продукты вулканизма. Тогда же, скорее всего, не ранее плиоцена, закладывается развивающаяся поныне система крупных сдвигов региона, среди которых ведущая роль принадлежит Восточно-Анатолийской и Северо-Анатолийской зонам. Верхнемиоцен-плиоценовые отложения подверглись слабой складчатости, после чего началось быстрое поднятие, на которое указывает грубый состав нижнеплейстоценового аллювия. Рельеф становится среднегорным, а отдельные вершины достигают 3000 м.

Примерно те же хронологические рубежи установлены в Северной Армении (рис. 31), но роль вулканизма здесь больше. Продукты извержений занимают существенное место среди эоценовых отложений, испытавших значительную складчатость с конца среднего эоцена до олигоцена [Асланян, 1958]. Выявленные на Малом Кавказе олигоценные молассы указывают на возникновение локальных субаэральных поднятий. После относительного затишья проявления тектонических и магматических процессов активизировались в позднем миоцене и усилились в плиоцене–квартере [Милановский, 1968]. Заполнение основными лавами начала плейстоцена Верхнеахурянской, Лорийской и Ширакской впадин и связанных с ними речных долин свидетельствует о существовании расчленённого рельефа с амплитудами относительных превышений в сотни метров.

В развитии выраженных в рельефе элементов позднекайнозойской структуры Северо-Западной Армении на первых порах преобладала продольная тектоническая зональность,

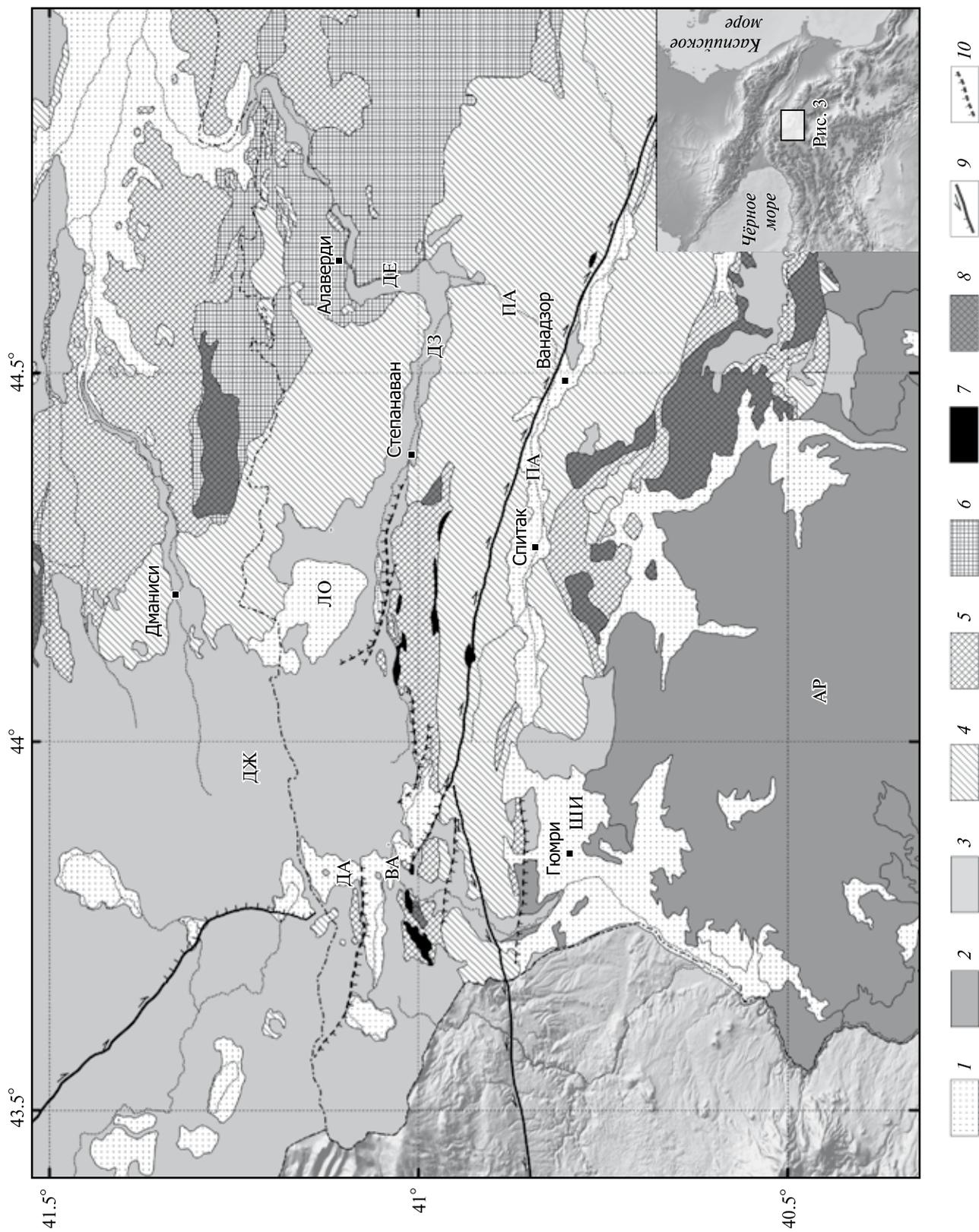
предопределённая её унаследованностью от более древних структур и, прежде всего, положения офиолитовой сутуры позднего Мезотетиса — Севано-Акеринской зоны [Adamia et al., 2011].

Однако уже в мессинии и более явно с позднего плиоцена обозначились новые тенденции. Они определялись двумя геодинамическими факторами.

Один из них — коллизионное взаимодействие литосферных блоков, выраженное образованием и развитием системы сдвигов, среди которых главными являются правосдвиговая Памбак-Севан-Сюникская зона [Karakhanian et al., 2004] и надстраивающий её Джавахетский разлом [Pasquare et al., 2011; Karakhanian et al., 2012]. С ними связаны присдвиговые впадины: Памбакские, отчасти Севанская, а также депрессия оз. Мадатапа и р. Даличай на западном склоне Джавахетского хребта.

Другой фактор — развитие поперечной к альпийской структуре зоны, которую Е.Е. Милановский [1968] назвал Транскавказским поперечным поднятием. Это флексура с поднятым западным крылом, осложнённым дополнительным прифлексурным валом, и, вместе с тем, полоса вулканизма, к которой приурочены Арагац и осевые вулканы Джавахетского хребта. Лорийская, Верхнеахурянская и Ширакская впадины примыкают к поперечной зоне, причём эпоха наиболее интенсивного погружения впадин совпадает с эпохой вулканической активности на их обрамлениях. Это может указывать на генетическую связь поперечного поднятия и впадин с магматизмом, предопределённым процессами в верхней мантии [Трифонов и др., 2017].

В течение последних 0.5 млн лет территория Северо-Западной Армении испытала значительное поднятие. Его величина рассчитана по глубине современного вреза крупных рек (Дзорагет и Дебед) в поверхность Лорийской впадины и с учётом флексурно-разломных нарушений поверхности впадин и соседних хребтов [Trifonov, Lyubin et al., 2016]. Величина подъёма составила: ~350 м — в Лорийской впадине, не менее 500 м — в Верхнеахурянской впадине и 600–800 м — в соседних хребтах, Базумском и Джавахетском. Соответственно, скорости поднятия достигали 0.7–1.0 мм/год во впадинах и 1.2–1.6 мм/год в хребтах. До этого подъёма рельеф был среднегорным, и выше 2000 м поднимались лишь некоторые вулканы.





**Рис. 31.** Схематичная геологическая карта Северо-Западной Армении, по [Trifonov, Lyubin et al., 2016] с изменениями и дополнениями

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканиты конца нижнего и среднего плейстоцена (Арагац и Араилер); 3 — плиоцен-нижнечетвертичные вулканиты; 4 — палеоген; 5 — мел; 6 — юра; 7 — мезозойские офиолиты, габброиды и ультрабазиты; 8 — палеозой; 9 — главные разломы; 10 — флексурно-разломные зоны.

*Буквенные обозначения.* АР — вулкан Арагац, ДА — р. Даличай, ДЕ — р. Дебед, ДЗ — р. Дзорагет, ДЖ — Джавахетский хребет, ЛО — Лорийская впадина, ПА — р. Памбак, ШИ — Ширакская впадина, ВА — Верхнеахурянская впадина

**Северный фланг Аравийско-Кавказского сегмента** представлен Большим Кавказом. Для определения места горообразования в его эволюции на коллизионном этапе развития решались три задачи: реконструкция мощности и строения земной коры к началу её альпийской деформации; оценка поперечного укорочения, утолщения, преобразования и подъёма коры под действием сжатия; сопоставление этих деформационных поднятий с современным рельефом, чтобы выяснить преобразование деформированной коры в современное горное сооружение [Трифонов, 2016].

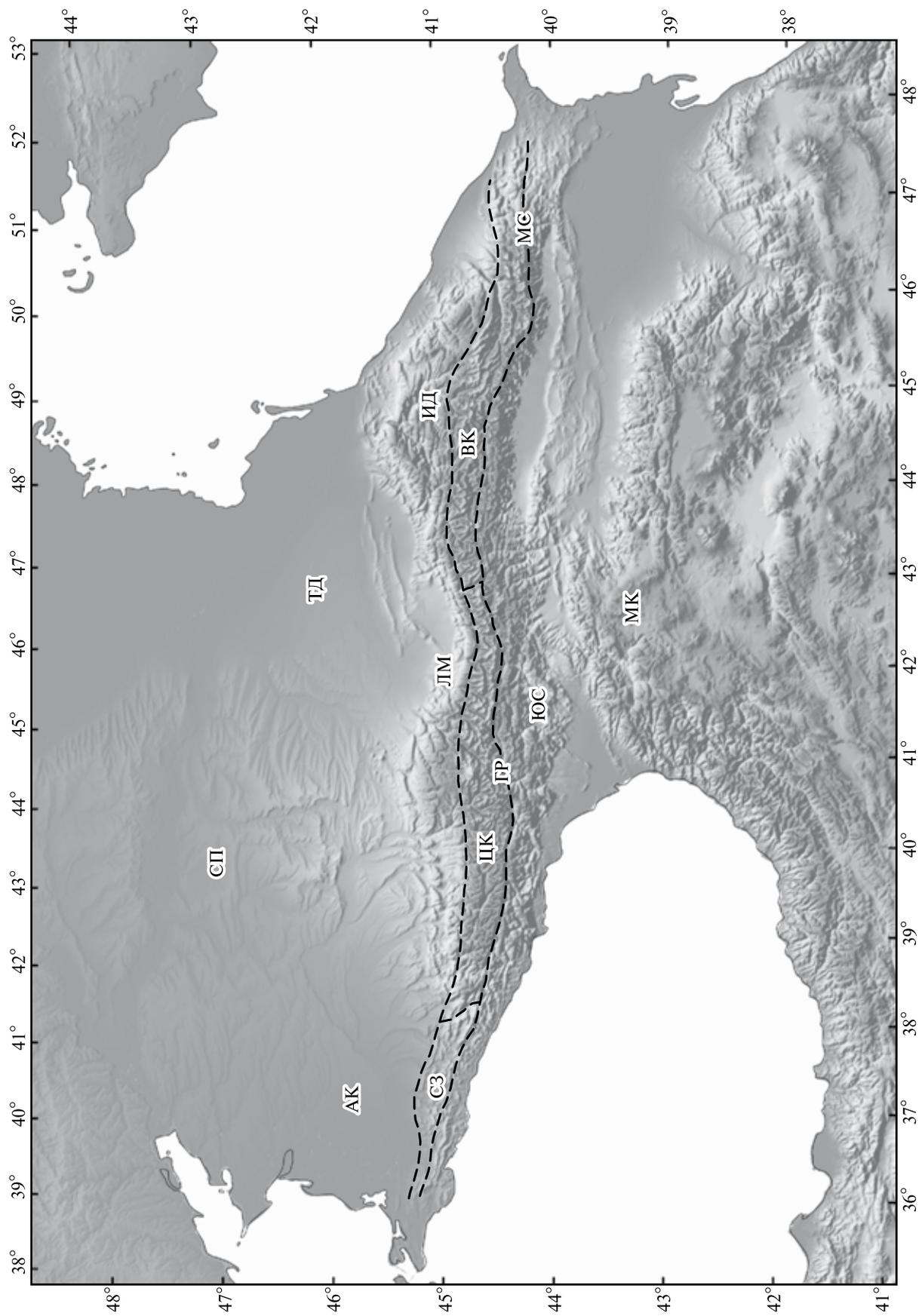
Важнейшие сведения о мезозойско-кайнозойской геологии Большого Кавказа почерпнуты из работ [Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1988; Копп, Щерба, 1998; Большой Кавказ..., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008]. Большая часть Большого Кавказа сформировалась на краю эпипалеозойской Скифской платформы, слабо деформированная часть которой отделена от Большого Кавказа передовыми прогибами, Азово-Кубанским на западе и Терско-Дербентским на востоке (рис. 32). Вдоль северного склона Большого Кавказа протягивается переходная Лабино-Малкинская зона, которая в центре и на востоке включает в себя Восточно-Балкарскую подзону и Известняковый Дагестан [Большой Кавказ..., 2007]. На северо-западе зона скрыта под моласами края Азово-Кубанского прогиба. Мощность осадочного чехла зоны варьирует от 5–5.5 км в центре до 6.5–7 км на востоке и ~10 км на северо-западе.

Большой Кавказ разделяется на северо-западный, центральный и восточный сегменты. Северо-Западный Кавказ сложен юрскими, меловыми и по периферии палеогеновыми толщами общей мощностью до 14 км. На большей части Восточного Кавказа обнажаются ниже-среднеюрские отложения, испытавшие киммерийскую (предбатскую и предкелловейскую) складчатость. Их мощность возрастает к югу от ~6 км до 8–8.5 км. Судя по выходам верхнеюрско-палеогеновых отложений на периферии сегмен-

та, они покрывали ниже-среднеюрские толщи, причём мощность верхнеюрско-палеогеновых отложений уменьшалась к югу. В итоге общую мощность юрско-палеогенового чехла в начале миоцена можно оценить на Восточном Кавказе примерно в 11 км. В центре Кавказа ниже-среднеюрские толщи были интенсивно дислоцированы киммерийской складчатостью и сохранились в сжатых синклиналиях между выходами пород палеозойского основания. В дальнейшем этот выступ фундамента был перекрыт верхнеюрско-палеогеновыми отложениями, мощность которых в начале миоцена предположительно оценивается в 2–2.5 км.

Южная часть горного сооружения, выделяемая как Зона южного склона (ЗЮС), имеет принципиально иное строение и историю. ЗЮС отделена от Большого Кавказа крупной зоной разломов, известной в его центральной части как Главный Кавказский разлом и продолжающейся на СЗ Гойтх-Гогопсинским и Безепским разломами, а на ЮВ — Ахтычайским разломом. В современной структуре Главный разлом круто наклонён на север и является взбросом с возможной сдвиговой компонентой. ЗЮС неоднородна. Её часть, прилегающая к Главному разлому, сложена мощными ниже-среднеюрскими отложениями, а более южная — преимущественно флишевыми толщами верхней юры — эоцена. Мощные отложения нижней и средней юры продолжают под флишевые толщи, а последние, вероятно, продолжались в северную часть зоны, но были размыты. Обе части ЗЮС представляли в начале миоцена единый прогиб с мощностью чехла 15–20 км.

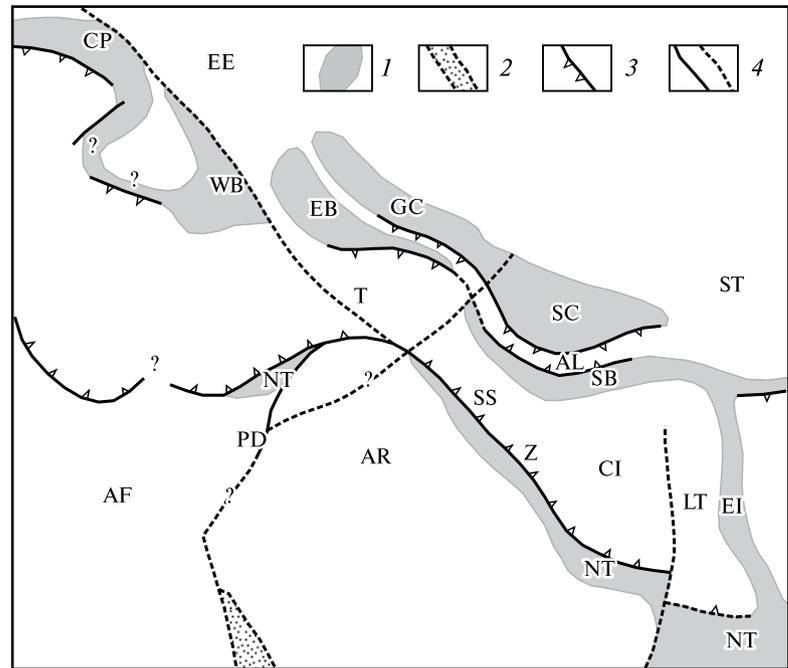
В эоцене этот прогиб был частью субширотного кулисного ряда впадин Паратетиса, протянувшегося от Внешней зоны Карпат до Южного Каспия и Северного Ирана (рис. 33). Впадины простирались на СЗ–ЮВ, и северо-западное окончание каждой более восточной впадины начиналось севернее юго-восточного окончания более западной впадины [Трифонов и др., 2012].



Эти впадины разделялись перемычками северо-западного простирания, частью бывшими областями мелководья. Южнее находился Сабзеварский прогиб, достигавший на западе Талыша, продолжавшийся на восток Герирудским прогибом в Афганистане и сообщавшийся с Предмакранским реликтом Неотетиса через Восточно-Иранский бассейн [Казьмин и др., 2010].

Высказывались соображения о меловом и местами позднеюрском рифтинге как источнике прогибания. Однако в эоцене эти унаследованные от мела прогибы не демонстрировали магматических признаков спрединга или глубинного рифтинга. Выявлено поперечное укорочение, связанное с поддвижением Кавказского прогиба под Малый Кавказ и сопровождавшееся накоплением флиша и тектоно-гравитационных микститов [Леонов, 1975; Большой Кавказ..., 2007], а также вулканизмом на сопредельных территориях. Поэтому отмеченное М.Л. Коппом и И.Г. Щерба [1998] углубление прогибов Карпато-Большо-Кавказской системы в палеогене следует связывать не с растяжением, а с другими причинами, возможно, уплотнением нижнекорковых мафических пород в результате метаморфизма.

Деформации, охватившие в конце эоцена и в олигоцене внутренние зоны Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса, привели к закрытию Сабзеварского прогиба и прогиба северного фланга Карпат, но слабо проявились в Кавказском прогибе и к северу от него. В олигоцене он даже углубился, несмотря на глобальную регрессию, особенно интенсивную в начале позднего олигоцена, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на большую часть Большого Кавказа и смежную с ним и



**Рис. 33.** Принципиальная схема расположения прогибов с утонённой (субокеанической?) корой, существовавших в Аравийско-Кавказском регионе в эоцене (~45 млн лет назад), [Неотектоника..., 2012]

1 — бассейны с утонённой корой; 2 — проторифтовый прогиб Красного моря; 3 — крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 — главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения.

*Буквенные обозначения.* AF — Африканская плита, AL — Эльбурс, AR — Аравийская плита, CI — Центрально-Иранская микроплита, CP — бассейн Внешней зоны Карпат, EB — Восточно-Черноморский бассейн, EE — Восточно-Европейская платформа, EI — Восточно-Иранский прогиб, GC — бассейн Большого Кавказа, LT — Лутская микроплита, NT — реликты Неотетиса, PD — Прото-Левантская трансформная зона, SB — Сабзеварский бассейн, SC — бассейн Южного Каспия, SS — зона Санандадж-Синджар, ST — Скифско-Туранская платформа, T — Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, WB — Западно-Черноморский бассейн, Z — Главный надвиг Загроста

Карпатами часть Скифской платформы [Копп, Щерба, 1998].

В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сокращается. Происходят обмеление, и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце раннего миоцена и в среднем миоцене слагающие их осадки испытывают складчатость [Большой Кавказ..., 2007].

←

**Рис. 32.** Большой Кавказ

*Буквенные обозначения.* АК — Азово-Кубанский прогиб, ЦК — Центральный Кавказ, ВК — Восточный Кавказ, МК — Малый Кавказ, ИД — Известняковый Дагестан, ЛМ — Лабино-Малкинская зона, ГР — Главный Кавказский разлом, СЗ — Северо-Западный Кавказ, СП — Скифская эпипалеозойская платформа, ЮС — Зона южного склона, ТД — Терско-Дербентский прогиб

Принимая во внимание обоснованный М.Л. Коппом и И.Г. Щерба [1998] факт, что осадконакопление в разных зонах Большого Кавказа продолжалось по единому структурному плану в течение всего палеогена до начала миоцена, и этот план изменился лишь в конце раннего или в среднем миоцене в связи с указанными деформациями, именно этот рубеж следует признать главной фазой складчатости. В конце среднего и в начале позднего миоцена произошло также надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба [Artyushkov et al., 1996].

ная кора мощностью 40–42 км и средней плотностью 2.83 г/см<sup>3</sup>. Однако значительную часть коры составляет осадочный чехол с плотностью ~2.5 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород фундамента под мощными осадочными бассейнами следует считать повышенной до 2.9–2.93 г/см<sup>3</sup>, по аналогии с другими сходными структурами [Артюшков, 1993]. Результаты реконструкции строения коры с такими параметрами приведены в табл. 2.

В процессе складчатости тектонические зоны Большого Кавказа испытывали поперечное укорочение, приводившее к утолщению коры и, как результат, её изостатическому поднятию.

Таблица 2. Расчётные характеристики земной коры Большого Кавказа в раннем миоцене

Тектоническая зона	Мощность, км		Плотность фундамента, г/см <sup>3</sup>	Поверхность Мохо, км
	юрско-палеогеновый чехол	фундамент		
Зона южного склона	18±2	~16±1	2.93	~34±2
Северо-Западный Кавказ	~14	~21	2.9	~35
Центральный Кавказ	2–2.5?	~40	2.83	~42
Восточный Кавказ	~11	~25	2.87	~36
Лабино-Малкинская зона				
западный сегмент	~10	~26	2.85	~36
центральный сегмент	~5	~34	2.84	~39
восточный сегмент	~7	~31	2.85	~38

Таблица 3. Расчётная величина утолщения коры при складчатости и связанного с ним изостатического поднятия поверхности Большого Кавказа

Тектоническая зона	Исходная мощность коры, км	Укорочение, %	Постскладчатая мощность коры, км	Утолщение коры, км	Изостатическое поднятие, км
Зона южного склона	~34±2	~50	~68±4	~34±2	~4.8–5.4
Северо-Западный Кавказ	~35	~20	~44	~9	~1.4
Центральный Кавказ, киммерийский	~38?	20–30?	~48–52?	~10–14?	~1.5–2.1?
Центральный Кавказ, позднеальпийский	~42	10–20?	~47–52	~5–10?	~0.8–1.5?
Восточный Кавказ, киммерийский	~38	20–30	~48–52	~10–14	~1.5–2.1
Восточный Кавказ, позднеальпийский	~36	10–20	~40–45	~4–9	~0.6–1.4
Известняковый Дагестан	~38	10–20	~42–48	~4–10	~0.6–1.5
Лабино-Малкинская зона запад и центр	~36–39	< 10	~39–43	< 3–4	< 0.4–0.6

При реконструкции строения коры Большого Кавказа в начале миоцена, т.е. до главной фазы складчатости, принималось, что кора была изостатически выровнена и поверхность отклонялась от уровня моря не более, чем на 300 м, чему соответствовала бы континенталь-

Величина такого поднятия оценивалась по предложенным Е.В. Артюшковым формулам (1) и (2) (см. параграф 3.1.2). Начальные мощности коры и плотности её кристаллической части в разных тектонических зонах взяты из табл. 2. Величины поперечного укорочения, по кото-

рым можно определить изначальную ширину зоны, заимствованы из публикаций [Панов, 2002; Большой Кавказ..., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008; Яковлев, 2006, 2008, 2012] и дополнены оценками автора для Лабино-Малкинской зоны и Известнякового Дагестана. Результаты расчётов приведены в табл. 3.

В Центральном Кавказе значительные деформации произошли в предбатское и предкелловейское время. Эти киммерийские фазы складчатости проявились также на Восточном Кавказе и слабее в Лабино-Малкинской зоне. В результате на Центральном Кавказе размыв значительной части ниже-среднеюрских отложений привёл к эксгумации палеозойского фундамента, и далее регион развивался как относительное поднятие.

Однако на Восточном Кавказе киммерийские деформации не вызвали значительного предкелловейского поднятия и размыва. Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, поверхность Мохоровичича характеризуется там граничными скоростями  $V_p = 8.2-8.3$  км/с. Ниже, на глубинах 59–66 км, выделяется слой с  $V_p$ , уменьшенными до 7.8 км/с, а под ним ещё один раздел с граничной скоростью  $V_p = 8.5$  км/с [Краснопевцева, 1984].

Возможно, этот раздел является реликтом прежней подошвы коры, над которым кора была метаморфизована и приобрела мантийную плотность. Уплотнение компенсировало деформационное утолщение коры, отчего киммерийское поднятие оказалось незначительным.

Расчётная мощность коры, утолщённой альпийской складчатостью, отличается в большинстве зон Большого Кавказа от её современной мощности по сейсмическим данным (табл. 4). Наибольшие различия выявлены для ЗЮС. Её аномально высокое расчётное поднятие не подтверждается геофизическими, геоморфологическими и геологическими данными. Возможно, там, как и на Восточном Кавказе в киммерийское время, уплотнение нижней части коры компенсировало деформационное утолщение. В ходе главной фазы альпийских деформаций и сразу после неё, т.е. в конце раннего, в среднем и отчасти в позднем миоцене, в составе молассы преобладал тонкообломочный материал. Объяснить это глинисто-алевритовым составом источников сноса невозможно, поскольку среди них были и более прочные разности. Вероятно, высота поднятий не превышала среднегорных, что согласуется с приведёнными оценками изостатических поднятий, кроме ЗЮС.

Грубообломочный материал в разрезах молассы Большого Кавказа и его обрамления появляется в заметных количествах с позднего сармата (конец миоцена) и становится особенно обильным с плиоцена [Милановский, 1968; Щербакова, 1973]. По положению условной предорогеной поверхности, датированной поздним сарматом, т.е. поздним миоценом, Е.Е. Милановский [1968] определил амплитуды новейшего поднятия ( $H_{сов}$  в табл. 4). Повсеместно, кроме Северо-Западного Кавказа и ЗЮС, современное поднятие больше расчётного деформационного. Это означает, что

**Таблица 4.** Сопоставление расчётных значений мощности земной коры (в км) до и после главной фазы позднеальпийской складчатости и соскладчатого поднятия с современными величинами мощности коры и поднятия поверхности Большого Кавказа

Тектоническая зона	$M_{дс}$	$O_{дс}$	$M_{пс}$	$O_{пс}$	$H_{пс}$	$M_{сов}$	$O_{сов}$	$H_{сов}$
I	32–36	16–20	64–72	32–40	4.8–5.4	35(3) — до 45–50 (Ц–В)	?	$\leq 1.5$ (3) — до 2.5–3.5 (Ц–В)
II	~35	~14	~44	~17	~1.4	~41	?	1–1.5
III	~42	2.5 (0–10)	~47–52		~0.8–1.5?	50–55	~2	2.5–3
IV	~36	~11	~40–45	~13	~0.6–1.4	54–55	~10	$\geq 3$
V	36–39	5–10	~39–43	~6–11	< 0.4–0.6	~43	?	0.5–2
VI	~38	~7	~42–48		~0.6–1.5	~45	?	1–2

*Примечание.* Тектонические зоны: I — зона Южного склона: З — запад, Ц — центр, В — восток; II — Северо-Западный Кавказ; III — Центральный Кавказ; IV — Восточный Кавказ; V — Лобинско-Малкинская зона; VI — Известняковый Дагестан.

*Буквенные обозначения:*  $M_{дс}$  — доскладчатая мощность коры;  $O_{дс}$  — доскладчатая мощность осадочного чехла;  $M_{пс}$  — мощность коры после главной фазы складчатости;  $O_{пс}$  — мощность осадочного чехла после главной фазы складчатости;  $H_{пс}$  — постскладчатое поднятие поверхности;  $M_{сов}$  — современное положение поверхности М (ниже уровня моря);  $O_{сов}$  — современная мощность осадочного чехла;  $H_{сов}$  — современное поднятие.

с конца миоцена [Милановский, 1968] или начала плиоцена [Карта новейшей тектоники..., 1971] Большой Кавказ испытал дополнительный подъём сверх того, что обусловлено утолщением коры при сжатии. Амплитуда подъёма достигала 1.5–2 км в Центральном и Восточном Кавказе. Показателен район Эльбруса, где Е.Е. Милановский [1968] отметил реликты древней низкогорной коры выветривания на высоте 3750 м. Очевидно, после её формирования район был поднят не менее чем на 3 км.

Ещё более выразительный пример быстрого поднятия демонстрирует разрез Мухтай II в дагестанских предгорьях Восточного Кавказа [Amirkhanov et al., 2016]. В этом разрезе мощностью 117 м, содержащем изделия древнейшего палеолита, на глубине 80 м найдены костные остатки крупных и мелких млекопитающих, по которым вмещающие слои отнесены к концу акчагыла (~2 млн лет). Они обратно намагничены и расположены ниже нормально намагниченного интервала, отождествляемого с эпизодом Олдувай. По литологическим признакам слои формировались в прибрежно-морских условиях. Сейчас они находятся на высоте ~1700 м. Принимая, что в конце акчагыла уровень Каспийского моря был близок к уровню Мирового океана, получаем, что за последние 2 млн лет территория поднялась на 1700 м, и поднятие происходило со скоростью 0.85 мм/год.

Усиление поднятия произошло, вероятно, на фоне уменьшения скорости поперечного укорочения, на что указывают как GPS-данные [Шевченко и др., 1999], так и результаты суммирования смещений по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Деформации главной фазы альпийской складчатости находили прямое отражение в рельефе. В современной структуре поверхности, кроме части Известнякового Дагестана, зон активных разломов и периклиналей Большого Кавказа, прямой рельеф является исключением. Очевидно, Северо-Западный Кавказ, где различие между расчётным соскладчатым поднятием и современной высотой поверхности невелико и преобладает инверсионный рельеф, также испытал дополнительный постскладчатый подъём, компенсированный избирательной эрозией.

### 3.2.3. Новейший вулканизм

В пределах Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и его южного обрамления (Аравийская плита) вулканизм ши-

роко распространён (рис. 34). На Аравийской плите олигоцен-четвертичные базальты покрывают обширные площади от северных побережий Красного моря до Южной Турции [Segev, 2005; Trifonov et al., 2011]. Далее к северу, собственно в Альпийско-Гималайском поясе, известны многочисленные раннекайнозойские вулканические образования, приуроченные главным образом к периферии задуговых бассейнов Неотетиса и, вероятно, связанные с процессом их закрытия. В олигоцене имел место спад вулканизма и формировались небольшие гранитные и гранодиоритовые интрузии. В раннем и среднем миоцене проявления вулканизма фрагментарны.

Интенсивный вулканизм начался в позднем миоцене и продолжался до раннего плейстоцена, а его более слабые проявления отмечены в среднем и позднем плейстоцене и местами голоцене. Вулканизм охватил внутренние зоны орогенического пояса от Центральной Анатолии до Эльбурса, но в наибольшей степени проявился на территории Армянского нагорья. Уже в позднем миоцене он отмечен в центральной части Большого Кавказа (трахитовые экструзии района Кавказских Минеральных Вод), а максимальная активность Эльбурского и Казбекского вулканических районов приходится на поздний плиоцен — ранний плейстоцен (2.8–1.5 млн лет) [Большой Кавказ..., 2007].

Признаки извержений исторического времени обнаружены на Армянском нагорье — на востоке Гегам-Вардениса (приразломные вулканы Сюникской и Поракской групп), Арарате и в Ванском районе (Тендурек и Немрут), а также на юго-востоке Центральной Анатолии (Эрджиясдаг и Хасандаг), Эльбрусе и вулкане Демаверд на севере Ирана [Трифонов, Караханян, 2008].

Новейшие вулканические проявления представлены широким спектром пород от базальтов до ультракислых риолитов, причём состав продуктов извержений в целом изменялся в антидромном направлении от андезито-дацитового к андезитовому и базальтовому [Милановский, Короновский, 1973]. Они принадлежат главным образом к известково-щелочному ряду, хотя по периферии вулканического ареала (район Кавказских Минеральных Вод, Казбек, северо-восток Армянского нагорья, вулкан Демаверд) отмечена повышенная щёлочность [Короновский, Дёмина, 1999, 2007; Имамвердиев, 2000].

В проблеме соотношений новейшего вулканизма с тектоникой следует различать два аспекта: — структурный контроль центров извержений;