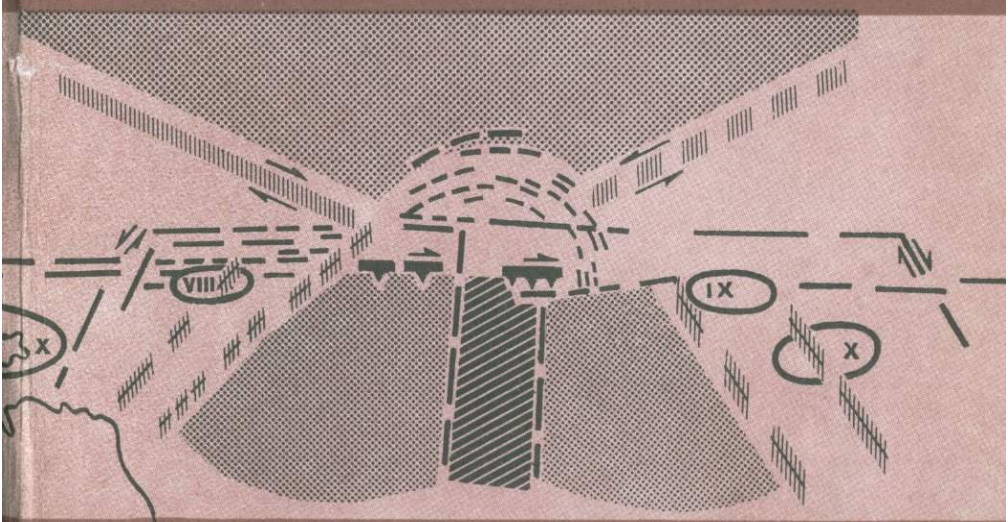


А. И. ПОЛЕТАЕВ

Сейсмоструктурная зона Главного Копетдагского разлома



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ
ПО СЕЙСМОЛОГИИ И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АН СССР

А. И. ПОЛЕТАЕВ

Сеймотектоника
зоны
Главного
Копетдагского
разлома

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук Ю.К. ШУКИН,
доктор геолого-минералогических наук Г.П. ГОРШКОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1986



4555

Полетаев А.И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. — М.: Наука, 1986.

В монографии дано комплексное описание тектоники и сейсмичности одной из крупнейших структур запада Средней Азии — зоны Главного Копетдагского разлома, давно привлекающего внимание геологов и являющегося вследствие хорошей геологической обнаженности территории и детальной изученности геологическими, геофизическими и сейсмологическими методами одним из уникальных полигонов, благоприятным для постановки и решения сейсмотектонических задач. Предложена новая тектоническая трактовка позиции зоны разлома. Построена схема сейсмотектоники зоны разлома с элементами прогноза мест возможных максимальных разрушений при землетрясениях.

Табл. 11, ил. 43, библиогр. 287 назв.

Рецензенты:

Я.Г. Кац, Н.Н. Леонов

ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей сейсмотектоники является определение тектонических предпосылок сейсмичности. Оптимальная информация по данной проблеме может быть получена при изучении зон сочленения крупных блоков земной коры.

Туркмено-Хорасанские горы в целом и Копетдаг в частности расположены в области сочленения Иранского (на юге) и Туранского (на севере) блоков земной коры. С северо-востока данное сочленение ограничено зоной Главного Копетдагского разлома, являющегося основной структурной линией запада Средней Азии. В силу естественной геологической обнаженности территории и накопленного к настоящему времени обширного материала по геологии, геофизике и сейсмологии зона разлома представляет собой удобный полигон для постановки и проведения комплексных сейсмотектонических исследований.

Настоящая работа продиктована практической необходимостью получения детальных данных о строении, кинематике и динамике зоны Главного Копетдагского разлома, необходимых для решения задач долгосрочного сейсмического прогноза на интенсивно осваиваемых территориях предгорной равнины Копетдага в связи со строительством Главного Каракумского канала им. В.И. Ленина.

Географически район исследований охватывает горноскладчатые сооружения Кубадага, Большого и Малого Балхана, Копетдага и равнинные пространства Балханского шора, Межбалханского и Данатинского "коридоров", юго-западную окраину пустыни Каракум.

Целью исследований было изучение закономерностей строения, особенностей развития и тенденций сейсмотектонических процессов зоны Главного Копетдагского разлома в связи с долгосрочным прогнозом сейсмической опасности на основе геологических, геофизических и сейсмологических данных. Она достигалась путем решения следующих задач.

1. Тектоническое районирование зоны Главного Копетдагского разлома по морфо-кинематическому типу дизъюнктивов с поиском и выделением в современной ее структуре наиболее подвижных участков; определение параметров зоны разлома — протяженности, ширины, количества конкретных разрывных плоскостей, глубины проникновения; уточнение положения, роли и значения зоны Главного Копетдагского разлома в общей структуре сочленения Копетдагского новейшего орогена и эпигерцинской Туранской плиты в частности и Туранского и Иранского блоков в целом.

2. Выяснение особенностей развития зоны разлома в геологическом времени и пространстве, т.е. определение направления миграции зон прогибаний и поднятий и восстановлении эпох (во времени) и участков (в пространстве) сжатия и растяжения по простиранию зоны.

3. Качественный и количественный анализ связей между геологическими и сейсмическими параметрами и выделение геологических факторов, активно влияющих на сейсмичность зоны Главного Копетдагского разлома; прогнозирование участков максимальных разрушений при землетрясениях.

Поставленные задачи требовали выполнения определенного комплекса работ, в которые вошли: 1) обобщение и анализ опубликованного и фондового материала по геологии, геофизике и сейсмологии зоны; 2) анализ картографических материалов и дешифрирование аэро- и космофотоснимков; 3) детальное полевое изучение отдельных участков зоны; 4) корреляция и статистическая оценка геологических и сейсмических параметров зоны; 5) составление схем и карт в масштабе от 1:33 000 до 1:2 500 000.

В работе использованы данные полевых наблюдений автора в 1967—1968, 1971—1978 гг., проведенных им в составе Копетдагской и Сеймотектонической партий геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, сотрудники которого оказали большую помощь автору.

Чрезвычайно полезны были советы и замечания А.Я. Архипова, А.А. Борисова, Т.М. Гептнер, Г.Л. Голинского, В.П. Калугина, М.Л. Коппа, В.И. Лыкова, П.Н. Николаева, А.А. Никонова, Л.М. Расцветаева, Г.И. Рейснера, Э.Ф. Румянцевой, В.И. Славина, В.Г. Трифонова, Э.Л. Шихановича, Г.А. Шмидт, А.Ф. Якушевой и др.

При постановке исследований, обсуждении полученных данных и подготовке рукописи к печати неоценимую помощь автору оказали советы и рекомендации ныне покойного Георгия Петровича Горшкова, памяти которого автор посвящает эту работу.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ,
КИНЕМАТИКЕ И СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ
ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА

За 100-летний период изучения зоны Главного Копетдагского разлома геологами накоплен огромный материал, анализ и систематика которого позволяют составить подробную историю исследований, определить развитие представлений о строении и кинематике зоны, очертить круг нерешенных вопросов и наметить способы их решения. Хронологический подход при изучении зоны Главного Копетдагского разлома позволяет ориентировочно выделить следующие временные этапы, характеризующиеся различием применяемых способов и методов.

1. Исторический этап изучения зоны разлома охватывает время до начала XIX в. и характеризуется отрывочными географическими сведениями и частичным описанием последствий землетрясений, содержащихся в трудах в основном древнегреческих ученых, в записках путешественников, в отчетах посольств, в различных хрониках и т.д. Первые географические сведения о Туркмено-Хорасанских горах содержатся в работах древнегреческих писателей, историков и географов: Гекатия Милетского, Геродота, Арриана, Эратосфена, Страбона, Клавдия Птолемея [Бобков, 1971].

Различные отрывочные географические и этнографические сведения встречаются у арабского путешественника Ибн Фадлана (X в.), в "географическом словаре" Иакута (XII—XIII вв.), в отчетах различных древних посольств, в записках западноевропейских путешественников: Тудельского (XII в.), Одорико из Порденоне (XIV в.), А. Коноли, А. Вамбери, К. Футтерера (XIX в.) [Атлас ..., 1959]. Русские путешественники А. Бекович-Черкасский (1715, 1716 гг.), Ф.И. Соимонов (1726 г.), С.Г. Гмелин (1768—1774 гг.) исследовали восточное побережье Каспийского моря.

2. Первые три четверти XIX в. характеризуются кратковременными исследованиями осадочных и магматических пород северо-западного фланга зоны разлома. Первыми русскими путешественниками, посетившими зону Главного Копетдагского разлома, можно считать участников экспедиции Н.Н. Муравьева, поднявшихся на Большой Балхан в 1821 г. [Никшич и др., 1929], Г.С. Карелина, побывавшего там же в 1836 г. [Богданов, 1875], и этнографа Н.В. Ханькова, пересекшего в 1858 г. Туркмено-Хорасанские горы по линии Ашхабад—Кучан—Нияшпур [Атлас ..., 1959]. Первые геологические исследования проводились на северо-западном фланге зоны разлома и связаны с именами Э.И. Эйхвальда (1834 г.), М. Фелькнера (1838 г.), Ф.Г. Кошкуля (1870 г.), Э.Титце (1877 г.) и Г.И. Сиверса (1873 г.), изучавшими

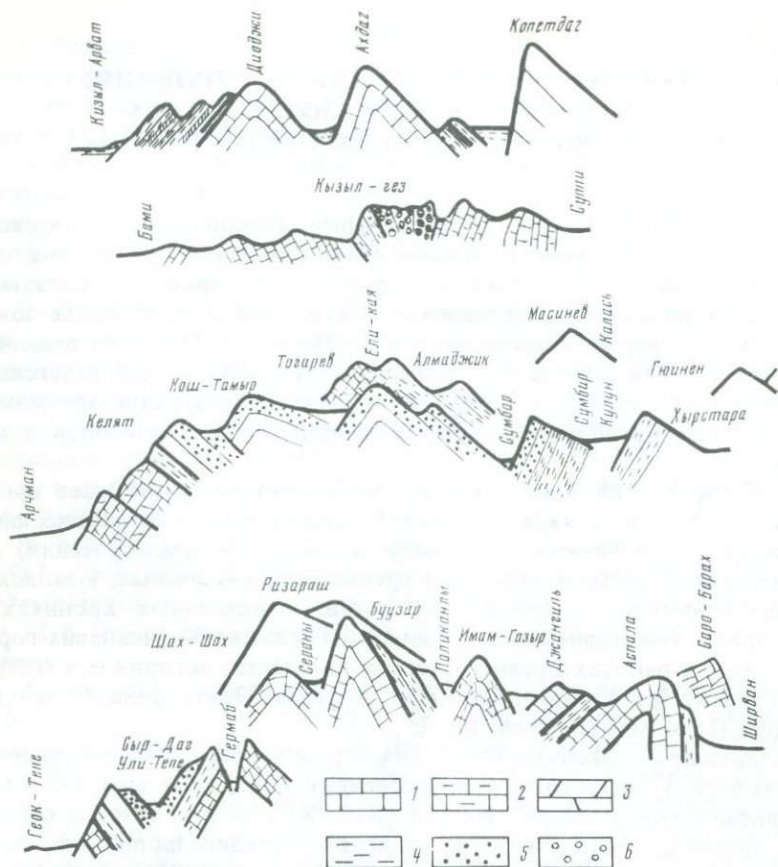


Рис. 1. Схематические геологические разрезы Копетдага вкост простираения зоны Главного Копетдагского разлома [Богданович, 1890]

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — конгломераты

магматические и осадочные образования Красноводского района, Большого Балхана и Челекена.

3. Период с конца XIX в. по 1917 г. характеризуется началом изучения непосредственно зоны Главного Копетдагского разлома в связи с изысканиями вдоль железной дороги Узун-Ада—Ашхабад—Самарканд. Отличительная его особенность — проведение, помимо обзорных маршрутов, детальных геолого-съёмочных работ западной части Копетдага и Малого Балхана.

Первым русским геологом, положившим начало непосредственному изучению зоны Главного Копетдагского разлома, по праву считается К.И. Богданович, который, работая под руководством и по программе И.В. Мушкетова, обследовал в 1886—1888 гг. зону разлома, составил первые поперечные геологические разрезы зоны (рис. 1), первую схему оротектонического районирования Туркмено-Хорасанских гор и пришел к выводу о наличии вдоль северо-восточного склона Копетдага

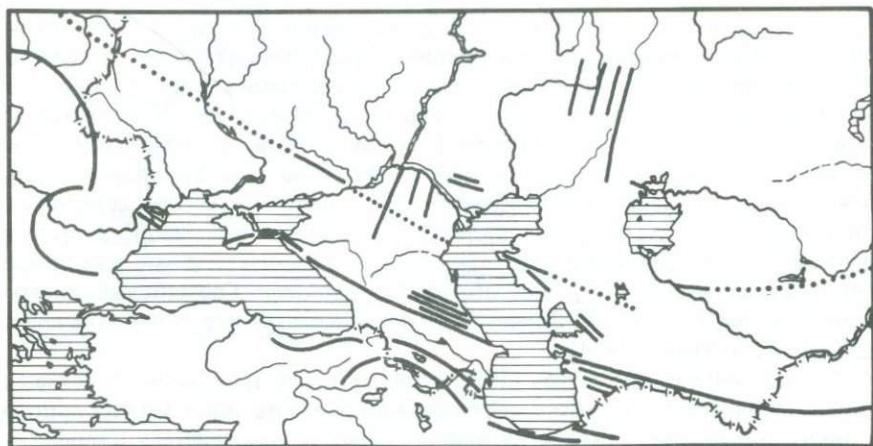


Рис. 2. Тектонические особенности Понто-Каспийской области ([Андрусов, 1888] с упрощениями)

сдвига по трещине, направленной внутрь горы [Богданович, 1887а], установил связь разрывов со складкообразованием, отметил асимметричное строение Копетдага, указал на молодой (мел, миоцен) возраст Копетдагских гор, объяснил их образование под влиянием бокового давления, направленного с юго-запада на северо-восток, вызвавшего ряд сбросов и появление чешуйчатого строения, обратил внимание на большое значение поперечных меридиональных разрывов и предположил северо-западное продолжение Туркмено-Хорасанских гор в Большом Балхане и Кубадаге [Богданович, 1890].

Н.И. Андрусов в 1888 г. обнаружил два крупных сдвига на меридиане г. Кизыл-Арват, а год спустя, отметив, что вдоль "северной подошвы Копетдага проходит громадная трещина сдвига", дал ей название "передовой Копетдагский сдвиг" (рис. 2).

В 1896 г. Л.И. Цимбаленко указал на вероятный разрыв пород в подножии хребта Гяндывардаг, в районе Ашхабада [Цимбаленко, 1896]. В 1905 г. Н.И. Андрусов намечил продольный сброс вдоль северной подошвы Малого Балхана [Андрусов, 1905], а Э. Этингтен обратил внимание на взбросовый характер "Гауданской скалы".

А.Д. Нацкий, закартировавший в 1913—1918 гг. площади Каракалинского района, Данатинской антиклинали и Малого Балхана, подчеркнул роль поперечных субмеридиональных сдвигов [Нацкий, 1915а] и первым (для Копетдага) описал зеркала скольжения [Нацкий, 1915б] и указал амплитуды перемещения по разрывам до 15 м в горизонтальном направлении [Нацкий, 1916].

4. Послереволюционный этап (1917—1928 гг.) охарактеризован геолого-съемочными и гидрогеологическими работами на Копетдаге в связи с решением народнохозяйственных задач обводнения, орошения и освоения пустынных земель Туркменистана. Впервые Копетдагский участок зоны разлома был закартирован в масштабе 1:200 000, были протрассированы основные разрывы зоны, определена их кинематика, протяженность и амплитуды перемещений.

В результате геологических и гидрогеологических работ 1923—1924, 1926 гг. И.И. Никшич составил первую среднемасштабную¹ (масштаб 1:200 000) геологическую карту зоны разлома, впервые протрассировав на ней основные продольные разрывы, назвав их Копетдагской линией термальных источников [Никшич, 1924, с. 48], кинематически охарактеризовал ее как надвиг нижнебарремских известняков южного крыла на верхнемеловые и третичные отложения северного, определил крутые (70—80°) падения плоскостей разрывов, составил первые стратиграфические разрезы отложенной зоны разлома и выделил "поперечные и диагональные сбросы", например Гермабский диагональный сброс длиной более 51 км, имеющий огромное значение для края [Никшич, 1924].

5. Этап первых пятилеток (1928—1941 гг.), или предвоенный, связан с геолого-съёмочными работами, направленными на поиск минерального сырья. Характерная черта этапа — начало применения аэрофотоснимков для изучения структурных особенностей рассматриваемой зоны.

В эти годы В.Н. Огнев считал, что доакчагыльский надвиг, переходящий в верхних частях в покров, является характеристикой главной структурной линии Копетдага [Огнев, 1937а] (рис. 3) и рассматривал зону Главного Копетдагского разлома как непрерывный надвиг, протягивающийся на сотни километров вдоль подножия Копетдага [Огнев, 1937б].

В.П. Мирошниченко, впервые в 1935 г. широко применивший при изучении рассматриваемой зоны аэрофотоматериалы и аэровизуальные наблюдения, с одной стороны, пришел к выводу, что полого падающие на юг надвиги (25—30°) с амплитудой, увеличивающейся на северо-восток, прослеживаются в виде отдельных чешуй (рис. 4) и носят локальный характер, с другой — указал на существование "грандиозных разломов в земной коре, идущих вдоль Кавказско-Копетдагской складчатой зоны", корни которых "должны уходить особенно глубоко под территорию Ирана, проникая в некоторых случаях под всей областью североиранских горных цепей до границ центральноиранской депрессии" [Мирошниченко, 1938, с. 154, 156]. Впервые в отечественной литературе В.П. Мирошниченко охарактеризовал горные цепи Южного Ирана, т.е. Загрос, как антипод Копетдага с движением масс "в противоположную сторону, на Аравийскую платформу".

6. Военный этап (1941—1945 гг.) связан с геолого-съёмочными и специальными работами, направленными на интенсивный поиск минерального сырья. Проводятся: повторное нивелирование 1943—1945 гг. по трассе Красноводск—Теджен, составляются первые тектонические схемы всей зоны в целом, изучаются разрывные нарушения и магматические породы в северо-западной части зоны.

Известный исследователь геологии и тектоники региона П.И. Калугин отметил в зоне разлома основную дизъюнктивную форму —

¹ Первая мелкомасштабная (1:5000 000) геологическая карта исследуемого района составлена И.В. Мушкетовым в 1891 г.

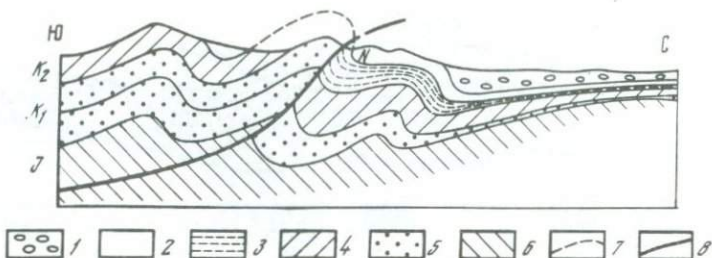


Рис. 3. Схема тектонического взаимодействия Копетдага и Каракумов [Огнев, 1937а]

1—6 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — палеогеновые, 4 — верхнемеловые, 5 — нижнемеловые, 6 — юрские; 7 — предполагаемая кровля размытых верхнемеловых отложений; 8 — линия Копетдагского надвига

”крутопадающий надвиг, переходящий во фронтальной части в пологопадающий” [Калугин, 1942, с. 184], который является сложной системой дислокаций, состоящей из пяти надвиговых структур, а не одной структурной линии, и назвал ее Копетдагской термальной зоной. Позднее П.И. Калугин [1945, 1946] показал широкое развитие и значительную роль в зоне разлома диагональных взбросов, сдвигов и сбросо-сдвигов, характеризующихся крутонаклоненными сместителями, большой (до 50 км) протяженностью, с вертикальным смещением до 500 м, а горизонтальным — до 4—5 км, образовавшихся ”позади фронта перемещений... вдоль плоскости главного надвига”.

В работах Г.И. Каляева [1945, 1946] показано, что в зоне разлома развиты продольные надвиги, связанные с образованием складок, и поперечные сдвиги, связанные с образованием Нохурского тектонического узла в результате срезающих усилий, развивающихся благодаря вращательному действию под влиянием мощного меридионального стресса. Среди дислокаций, составляющих основной Копетдагский надвиг, Г.И. Каляев выделил крутопадающие надвиги и взбросы, пологопадающие надвиги и весьма пологие надвиги покровного типа, часто связанные по простираению взаимопереходами. Он показал, что сам Копетдагский надвиг ”расщепляется” на три участка, кулисообразно расположенные по отношению друг к другу: Тырновский, Арчманский, Козлыдагский.

7. Послевоенный этап (1945—1950 гг.) характеризуется интенсификацией геологических исследований в связи с восстановлением разрушенного войной народного хозяйства и изучением последствий катастрофического Ашхабадского землетрясения 1948 г. Его отмечают: применение методов и законов точных наук при объяснении особенностей и закономерностей разрывной тектоники зоны разлома, организация постоянных сейсмологических наблюдений, геологосъемочные, геофизические, буровые, геоморфологические, археологические работы.

Г.П. Горшков, рассмотрев дизъюнктивную тектонику Копетдага с позиций одного из основных законов теории сопротивления материалов — закона скалывающих напряжений, пришел к выводу, что

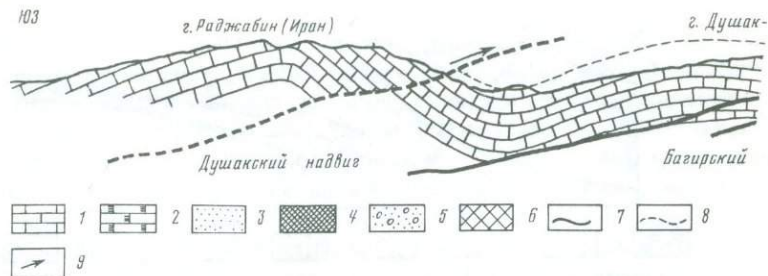


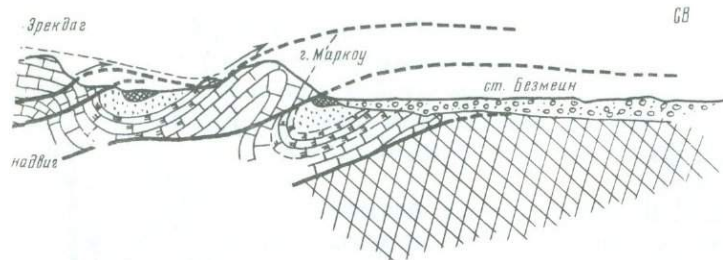
Рис. 4. Чешуйчатые надвиги Центрального Копетдага [Мирошниченко, 1938]
 1 — известняки К_{1в}; 2 — известняки глинистые К_{1в}; 3 — песчаники глинистые К_{1а}; 4 — глины К_{1а}; 5 — пролювий Q; 6 — комплекс третичных и верхнемеловых глин; 7, 8 — плоскости надвигов: 7 — прослеженных, 8 — предполагаемых; 9 — предполагаемое направление надвигания чешуй

Главный Копетдагский надвиг является типичным образцом продольных пологих дизъюнктивных дислокаций регионального масштаба [Горшков, 1947а].

В.П. Петров с соавторами (1953 г.) показали, что Прикопетдагский региональный сброс (включая Малобалханский участок) через краевой прогиб отделяет западнокопетдагский складчатый блок от эпигерцинской платформы и Большебалханской мегантиклинали; отметили большую (до 2000 м) амплитуду сброса в районе Казанджика и на северном склоне Малого Балхана; впервые обратили внимание на то, что данную структуру надо рассматривать как зону, которая состоит из нескольких близких к параллельным, более или менее выдержанных по простиранию разломов и серии сопровождающих их мелких разрывов-трещин, которая возникла в доплиоценовое время, продолжала жить в течение плиоцена и омоложалась частично в постплиоцене. Было показано, что образовавшаяся вдоль разрыва зона тектонической брекчии располагается почти вертикально или имеет крутой уклон в сторону прогиба, а южный борт Межбалханского прогиба, сформированного региональной зоной сброса, является, по геофизическим данным Ю.Н. Година, северо-западным продолжением Прикопетдагской термальной зоны дробления.

8. Этап 50-х годов характеризуется дальнейшей интенсификацией геологических исследований рассматриваемой территории в связи со строительством Главного Каракумского канала им. В.И. Ленина и отличается широким применением буровых и геофизических работ. К началу 60-х годов были закончены аэромагнитная и гравиметрическая съемки равнинных территорий и проведены основные региональные сейсмические профили ГСЗ. Геофизические исследования сопровождались изучением физических свойств горных пород и палеомагнетизма, повторным нивелированием на участке Красноводск—Теджен (1952 г.), специальными крупномасштабными электро-разведочными и геолого-съёмочными исследованиями с целью трассирования основных разрывов зоны, началом неотектонических исследований зоны разлома [Горшков, Костенко, 1953].

Л.Н. Леонтьев [1953] писал, что надвиговые нарушения зоны Главного Копетдагского разлома не больше чем местные второ-



степенные детали внутренней структуры брахиантиклиналей и отнюдь не обозначают региональную структурную линию, отвечающую проводившейся вдоль них тектонической границе геосинклинальной области и платформы.

На Бакинском совещании по тектонике Альпийской геосинклинальной области в 1954 г. Б.А. Петрушевский, основываясь на материале о глубинах сейсмических очагов в Большебалханском и Предкопетдагском районах, впервые указал на разную глубину (большую на северо-западе и меньшую на юго-востоке) проникновения зоны Главного Копетдагского разлома по его простиранию. Однако в последующих работах Б.А. Петрушевского с соавторами [1954, 1958] и И.А. Резанова [1958, 1959] почему-то подчеркивается второстепенность зоны Главного Копетдагского разлома, хотя и указываются немалые (3—4 км) амплитуды разрыва вдоль северо-восточного склона Западного Копетдага.

А.А. Сергеев [1956] пришел к выводу о безразрывной схеме сочленения Восточного-Копетдага и Каракумов, указав, что при отсутствии здесь надвигов по мере приближения к Каракумам наблюдается резкое флексуобразное изогнутие слоев отложений Передового хребта.

П.И. Калугин [1955], продолжая развивать представления о разрывах как о крупных элементах структуры Копетдага, тесно связанных со складкообразованием, отметил, что наиболее мощные преакчагыльские движения и в конце плиоцена сопровождались крупными проявлениями разрывной тектоники, и предположил между Ашхабадом и Кизыл-Арватом мощный покровный панцирь, представляющий фронтальную часть надвига термальной зоны.

В докладе, представленном на XX Международном геологическом конгрессе в Мехико в 1956 г., Ю.Н. Годин показал, что по геофизическим данным Большой Балхан с юго-запада, а Копетдаг с северо-востока ограничены глубинными расколами фундамента, слегка наклоненными под горные сооружения. Впоследствии Ю.Н. Годин протрассировал "промежуточную зону", разграничивающую Туранскую плиту и Копетдагскую геосинклиналь от Красноводского полуострова до станции Каахка.

В первом издании 22-го тома "Геологии СССР", подытожившего более полувековое изучение геологии Туркмении, П.И. Калугин констатировал вдоль северного склона Копетдага систему крупных

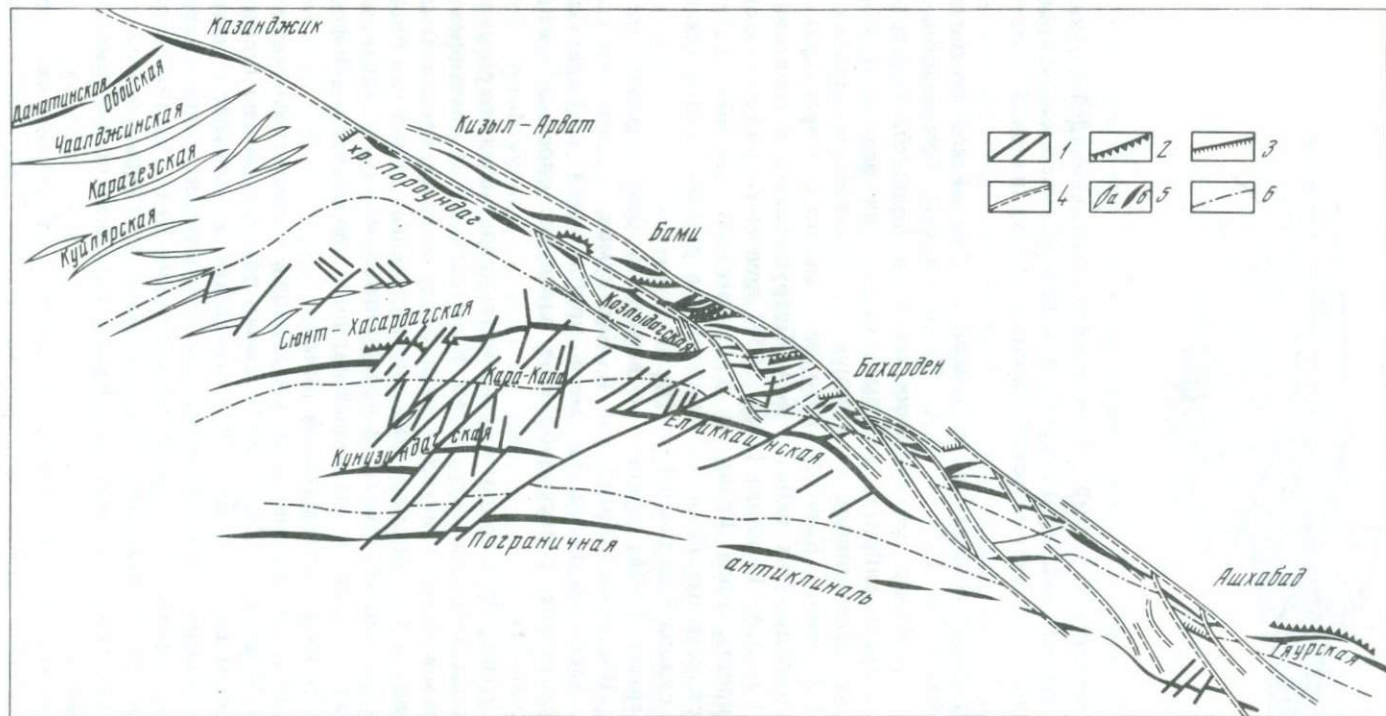


Рис. 5. Схема разрывной тектоники Западного и Центрального Копетдага [Крымус, 1966]

1 — левые взбросо-сдвиги среднеплиоценовые; 2 — надвиги среднеплиоценовые; 3 — надвиги верхнеплиоцен-нижне-четвертичные; 4 — правые взбросо-сдвиги среднеплиоцен-среднечетвертичные; 5 — оси антиклиналей (а — в Эззет-Карагезской депрессионной зоне, б — на остальной территории Копетдага); 6 — оси синклиналей

разрывов из шести крупных надвигов с возможным размахом амплитуд до 4 км и плоскостями, падающими к югу [Калугин, 1957]. Детальные электроразведочные работы между поселками Багир и Невтонский (Ашхабадский район), направленные на поиск и трассирование "главного надвига" (Ф.П. Ягудин, 1959 г.), никакого разрыва не зафиксировали.

В результате геологической съемки (масштаб 1:50000) данного района вдоль северо-восточных склонов Копетдага был прослежен "главный разрыв термальной зоны" (Л.Я. Овечко, 1959 г.), представляющий собой "громадный взброс", являющийся тектонической границей между Копетдагом и Каракумской депрессией, имеющий круто наклоненную на юг плоскость и амплитуду до 5500 м.

9. 60-е годы характеризуются большим комплексом геолого-геофизических исследований и буровых работ, связанных с поисками ртути, нефти, газа и развитием специальных тематических исследований. В этот период проводится гравиметрическая съемка горной части зоны, изучаются глубинное строение зоны, современные дислокации и сейсмодислокации зоны разлома, организуется Ашхабадский геофизический полигон.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков всей "термальной зоны" В.Н. Крымус и В.П. Капустин установили наличие в передовом хребте Копетдага крупных продольных взбросо-сдвигов послекачагыльского возраста, элемент сдвига которых превышает элемент взброса в 10—15 раз и достигает 8—10 км, проследили на протяжении Западного и Центрального Копетдага пять крупных продольных взбросо-сдвигов, располагающих кулисообразно.

Позже В.Н. Крымус [1966] пришел к заключению, что по характеру дизъюнктивных и пликативных дислокаций зона развития правых взбросо-сдвигов (т.е. зона Главного Копетдагского разлома) является зоной сдвиговых деформаций, связанных с глубинным разломом правосдвигового характера и может рассматриваться как самостоятельная зона шовной, а не геосинклинальной складчатости (рис. 5).

В.Н. Крымус и В.И. Лыков [1969] выделили в развитии зоны Главного Копетдагского разлома два качественно отличных этапа: позднепалеогеновый—ранненеогеновый — формирование коробчатых антиклиналей в связи с интенсивным поднятием горстовой структуры (штампа) глубинного разлома и средне- и позднелиоценовый — формирование сдвигового комплекса структур (присдвиговые складки, правые взбросо-сдвиги и пр.) — в связи с горизонтальными перемещениями по глубинному разлому. Они предположили, что ленточный блок земной коры в зоне разлома испытывает "поперечное скручивание", и установили миграцию очагов землетрясений по разломам: по Передовому — с северо-запада на юго-восток, а по Внутрикпетдагскому — с юго-востока на северо-запад.

В работах Л.М. Расцветаева и его соавторов было показано, что граница Копетдагского антиклинория и краевого прогиба проходит по резкому уступу — зоне Главного разлома" [Копп и др., 1964]. Сам "Главный разрыв состоит из чередующихся отрезков северо-

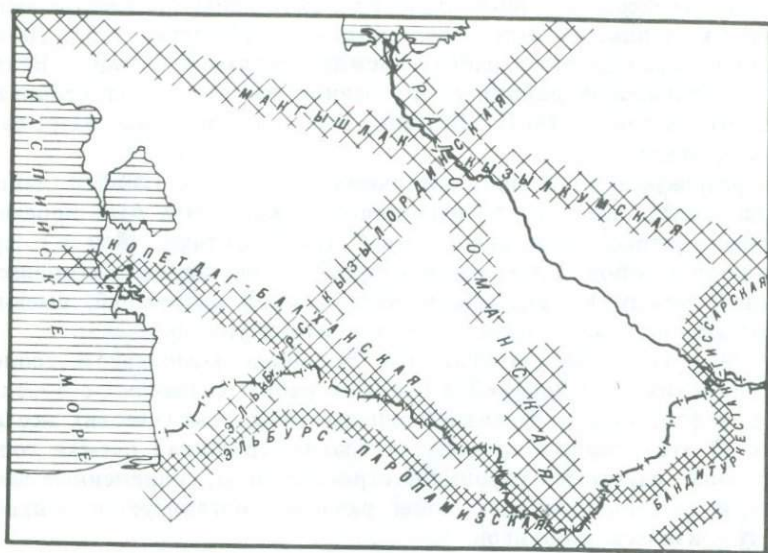


Рис. 6. Схема расположения региональных зон глубинных разломов (показаны штриховкой) юга Туранской плиты и ее горного обрамления [Амурский, 1966]

западного и субширотного простираний, причем первые оказываются взбросо-сдвигами, а вторые — надвигами”, представленные “сопряженными разрывами скалывания, образовавшимися при воздействии субмеридионального сжатия”. Тогда же впервые был поставлен “вопрос о сейсмотектоническом происхождении многих крупнейших элементов структуры Центрального Копетдага” [Расцветаев, Трифонов, 1965].

Позднее Л.М. Расцветаев [1966] указал, что “крупнейший дизъюнктивной системой Копетдага является Главный Копетдагский разрыв, являющийся зоной широкого проявления правосдвиговых деформаций, выраженных как в разрывной, так и в складчатой форме”, впервые охарактеризовал тектодинамику новейшей структуры южной Туркмении, показав, что основной структурный мотив зоны Главного Копетдагского разлома — сочетание структур нормального сжатия и правого сдвига [Расцветаев, 1970б].

Г.И. Амурский [1966] предположил, что Копетдаг-Большебалханский краевой шов вместе с Банди-Туркестан-Гиссарской системой разломов образует систему глубинных разломов (рис. 6), отделяющих область позднеальпийской складчатости Туркмении от платформы, а друг от друга системы разделены поперечным Герирудским звеном Урало-Оманского линеймента.

В более поздних работах Г.И. Амурского с соавторами на основании сейсмологических данных был выделен единый Копетдаг-Большебалханский линейный шовный пояс [Амурский и др., 1968а], состоящий из трех глубинных разломов и характеризующийся движениями по типу “шарнирного сброса” [Амурский и др., 1968в]. Было указано на древний возраст разломов пояса, контролировавших в палеозое развитие Копетдагской геосинклинали с севера

[Амурский, 1968], и отмечено, что Копетдаг-Большебалханская зона разломов на большей своей части отделяет платформу от геосинклинали и в более широком плане — регионы земной коры с различным строением и историей развития [Амурский и др., 1968а], и именно к ней, как наиболее активно развивающейся в настоящее время, приурочены эпицентры большинства землетрясений.

В эти же годы Л.Д. Ятченко пришел к заключению, что горизонтальная амплитуда надвигания Копетдагской геосинклинали на Каракумскую платформу превышает 10 км, а стратиграфическая — 3—4 км; он предположил, что ширина зоны разрыва, охватывающего краевую часть геосинклинали и платформы, достигает нескольких десятков километров, а плоскость "главного взброса" наклонена на север точно так же, как плоскость главного разрыва, подсекающего с юга Большой Балхан.

А.В. Глазунова [1964] на основе аэромагнитных данных пришла к заключению, что в центральной части Предкопетдагского прогиба прослеживаются древние (палеозойские) продольные Северо- и Южно-Прикопетдагские и молодые поперечные — Бахарденский и Безмеинский — разломы. Северо-Прикопетдагский разлом, трансиррующий локальными, обусловленными "мелкими интрузиями", вероятно палеогенового возраста, магнитными аномалиями — глубинный и отвечает полосе сочленения эпигерцинской платформы с предальпийским прогибом, а Южно-Прикопетдагский разлом, подтверждаемый гравитационной ступенью, — региональный и отделяет зону альпийской складчатости Копетдага от Прикопетдагского предгорного прогиба.

В.Н. Огнев [1964] предположил, что прямолинейный контакт Копетдага с Туранской платформой обусловлен сдвиговыми перемещениями в докембрийское время. Д.А. Туголесов [1965] считал "Главный надвиг Копетдага" не глубинным разломом, уходящим внутрь земной коры и даже за ее пределы и существующим в течение нескольких геологических периодов, а относительно поверхностной структурой, возникшей в неогене (или в конце палеогена).

Авторы "Тектоники Туранской плиты" показали зону Главного Копетдагского разлома юго-западным ограничением Туранской плиты, испытывающей, по данным М.К. Мирзаханова, довольно крутое региональное погружение в сторону Копетдага и проникающее до поверхности Мохоровичича [Вольвовский и др., 1966].

А.А. Борисов [1967] показал, что Каспийско-Южно-Предбалханская система глубинных разломов фиксируется всеми геофизическими данными, отметил "Х-образное пересечение" Кубадаг-Большебалханской и Копетдагской структур, имеющих различную тектоническую природу. Он включил Главный Копетдагский разлом в выделенную Тырнаузско-Каспийско-Туркменскую систему разломов, показав, что поверхность Мохоровичича вдоль глубинного разлома "термальной зоны" несколько воздымается и в сопредельных районах Копетдага залегает на меньшей глубине, чем под краевым прогибом.

Д.Н. Рустанович указал на "отсутствие связи очагов землетрясений с глубинным (Главным Копетдагским) разломом" [Рустанович, 1967] (рис. 7).

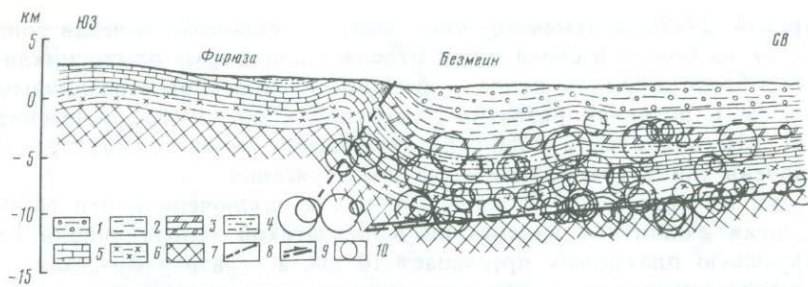


Рис. 7. Проекция очагов землетрясений на вертикальный разрез через Предкопетдагский прогиб по простиранию линии эпицентров землетрясений [Рустанович, 1967]

1—7 — отложения: 1 — неоген-четвертичные, 2 — палеогеновые, 3 — верхнемеловые, 4 — нижнемеловые (апт-альб), 5 — верхнеюрские-нижнемеловые (неоком), 6 — нижне-среднеюрские, 7 — палеозойские; 8, 9 — разломы: 8 — северного склона Копетдага (соответствует Главному Копетдагскому разлому. — А.П.), 9 — на контакте мезозойских и палеозойских отложений, по которому во время Ашхабадского землетрясения произошел горизонтальный сдвиг; 10 — очаги землетрясений (размер кружка соответствует величине магнитуды землетрясения)

На основании геоморфологических исследований С.К. Горелов с соавторами [1968] пришли к выводу о молодом (голоценовом) надвиге складчатого Копетдага на передовой прогиб и общем северо-восточном направлении надвига.

В 1968 г. авторы объяснительной записки к "Тектонической карте Запада Средней Азии" пришли к выводу, что зона Главного Копетдагского разлома морфологически "выражена сменой горного рельефа равнинным и представлена серией надвигов, взбросов, флексур, ступеней и т.д." [Некоторые ..., 1970].

В.Е. Хаин предположил в зоне Главного Копетдагского разлома возможную тенденцию смещения "осадочного чехла прогиба ... к северу по отношению к фундаменту под влиянием тангенциального напора" [Хаин, 1969]. А.В. Пейве [1969] показал зону Главного Копетдагского разлома в виде трех кулисно подставляющихся сдвигов, отделяющих альпиды Копетдага от Туранского фрагмента эпигерцинской платформы Евразии. М.Л. Копп [1969] увязал с деятельностью Главного Копетдагского разрыва образование предакчагыльской складчатости Эзет-Карагезской зоны и указал на общее смещение вдоль зоны Главного Копетдагского разрыва фронтальной части Копетдага в северо-западном направлении [Копп, 1970а].

М.К. Мирзаханов в 1969 г. выделил Копетдаг-Дарджинский разлом, отделяющий Предкопетдагский краевой прогиб от Копетдагского антиклинария, краевую Большебалханскую антиклиналь и Кубадагский платформенный выступ от Западно-Туркменской впадины и Южно-Каспийскую впадину от Среднекаспийской.

На структурную роль зоны Главного Копетдагского разлома в поздне-меловое и палеогеновое время указал М.М. Фартуков [1969].

В.Т. Воловик и Л.Б. Неводчикова отметили, что в современном рельефе Копетдагский глубинный разлом выражается очень резким перепадом высот, фиксирующим переход от рельефа денудационно-тектонического комплекса горноскладчатого альпийского сооружения,

возвышающегося до 2950 м над уровнем океана, к аккумулятивным предгорным пролювиальным равнинам с абсолютными отметками до 300 м.

В монографии Ю.Н. Година [1969] указано, что Предкопетдагский прогиб сочленяется с горными сооружениями Копетдагской складчатой области по сложной системе крупных продольных нарушений, имеющих надвиговый характер с круто наклоненной к юго-западу плоскостью надвига и характеризующихся большими (3—4 км) амплитудами и мощными зонами брекчирования, во многих случаях имеющими явно тектонический характер.

И.М. Кубасов и В.Ф. Карташев [1970] опубликовали данные о том, что в своде Бами-Коджинской складки бурением (на глубине 2328 м) установлен взброс амплитудой свыше 1500 м, по которому отложения альба—сантона взброшены на породы альба—сеномана. Ю.Г. Леонов [1970] показал, что в позднем палеозое рассматриваемая зона располагалась в полосе, разделяющей геосинклинальную область Средней Азии и Северо-Иранскую платформенную область.

10. 70-е годы характеризуются решением сложного комплекса геологических задач, как производственных, так и научно-теоретических. В этот период делаются попытки построения схем развития зоны разлома в пространстве и во времени, производится моделирование строения земной коры зоны разлома и нахождения места разлома как в структуре Копетдагского региона, так и в общей структуре Туркмено-Иранского сегмента альпийского пояса Евразии. Характерно также комплексное изучение зоны разлома с помощью наземных, аэро- и космических исследований с применением тектонофизических, геофизических, сейсмологических, а также статистических методов.

Г.И. Амурский [1971] опубликовал структурную схему поверхности палеозойского основания Копетдага (рис. 8) и предположил, что в полосе сочленения Копетдага и Предкопетдагского прогиба, т.е. в зоне разлома, происходит "подвигание" края платформы под альпийские структуры. Позднее Г.И. Амурский с соавторами [1974] приурочили к зоне Копетдагского глубинного разлома эпицентры сильных землетрясений — Красноводского (1895 г.), Казанджикского (1946 г.), Ашхабадского (1948 г.) и Каахкинского (1966 г.).

М.Л. Копп [1971] установил, что сопряжение Северо-Западного Копетдага с Казанджинской впадиной происходит по зоне Главного разрыва западного Копетдага, по которому неокомские отложения контактируют непосредственно с палеогеном и миоценом, и отметил дискуссионность вопроса о характере перемещений по Главному разрыву. Отдешифровав космические снимки Копетдага, М.Л. Копп с соавторами показали, что тектонические швы, составляющие Главный Копетдагский разрыв, дешифрируются в виде линейамента; на снимках хорошо видны их юго-восточные продолжения в пределы Биналуда.

В.Н. Крымус и В.И. Лыков [1972] предположили, что в зоне Главного Копетдагского разлома земная кора деформировалась по принципу образования складок продольного изгиба.

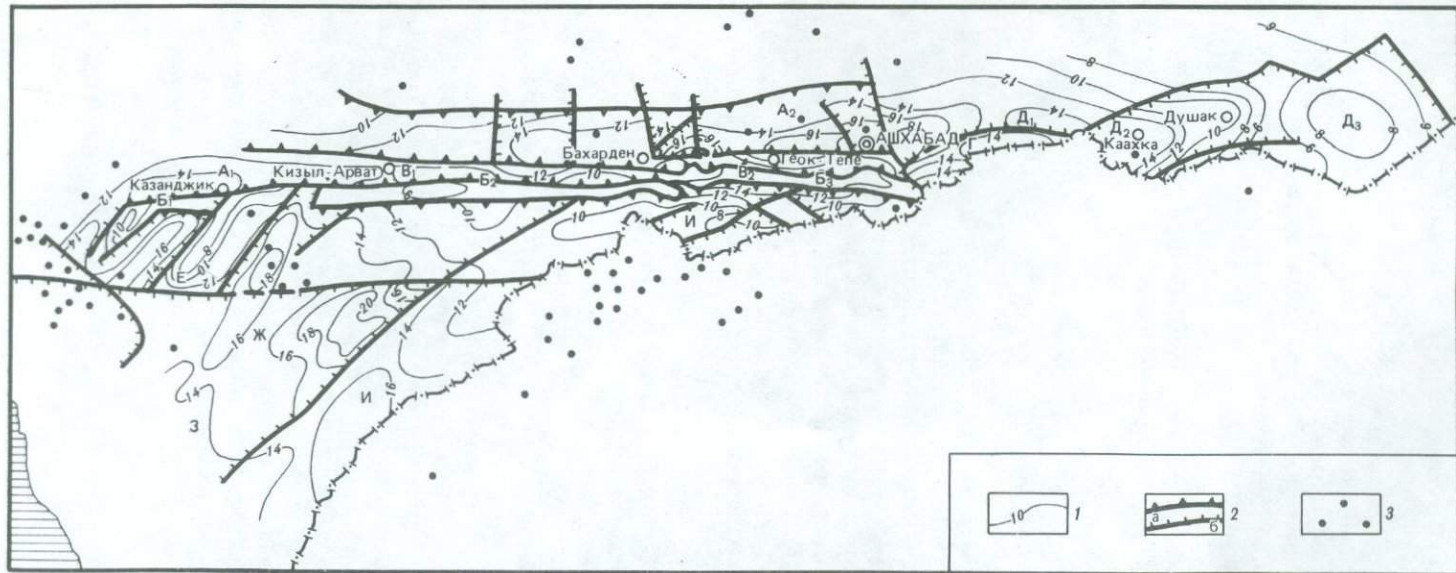


Рис. 8. Структурная схема поверхности палеозойского основания Копетдага и прилегающей части Предкопетдагского прогиба [Амурский, 1971]

Основные тектонические элементы поверхности основания. Шовная зона: А — Северо-Копетдагский грабен (основные депрессии: А₁ — Казанджикская, А₂ — Ашхабадская); Б — линейный горст Передового хребта (блоки: Б₁ — Кизылдабаирский, Б₂ — Нохурский, Б₃ — Центрально-Копетдагский); В — ступени предгорной зоны (блоки: В₁ — Кизыларват-Бахарденский; В₂ — Геоктепинский); Восточный Копетдаг: Г — Гяурская горст-антиклиналь; Д — Восточно-Копетдагская зона периклинальных прогибов (депрессии: Д₁ — Артыкская, Д₂ — Каахкинская, Д₃ — Чаачинская); Западный Копетдаг: Е — Малобалхан-Обойская горст-антиклинальная зона; Ж — Западно-Копетдагский грабен-синклиорий; З — Мессериянская относительно приподнятая зона; И — Внутренняя складчатая зона Копетдага

1 — стратонозигилсы поверхности палеозойского основания, км; 2 — разломы (а — образующие шовную зону глубинного разлома, б — прочие); 3 — эпицентры землетрясений

М.М. Кубасов и Т.Г. Виноградова установили, что Бами-Коджинская складка, как и остальные складки северных предгорий Западного Копетдага, сформировалась в плиоценовое (доакчагыльское) время в результате воздымания и надвигания передовых складок Копетдага на область предгорий. Л.Д. Ятченко выделил и протрассировал в пределах зоны Главного Копетдагского разлома ряд продольных и поперечных разрывных структур.

А.А. Борисов и Г.А. Шенкарева [1972] по комплексу геолого-геофизических данных выделили в зоне разлома Прибалханскую и Ашхабадскую "высокосейсмичные" зоны (рис. 9).

О.А. Одеков с соавторами [1975] показали, что по Предкопетдагскому глубинному разлому на юг, в сторону Копетдага, все горизонты испытывают резкое воздымание с амплитудой порядка 4—5 км, и протрассировали Предкопетдагский и Бахарден-Красноводский глубинные разломы на основе анализа аномального сгущения эпицентров землетрясений.

А.Г. Езиашвили [1972] отметил вдоль Главного взброса Западного Копетдага молодые — верхнеплиоценово-среднечетвертичные — элементы сдвига, установленные по смещению гидрографической сети с максимальной амплитудой 360 м, но отрицал наличие сдвиговых смещений вдоль Главного взброса Центрального Копетдага, имеющего характер взброса и шарнирного сброса.

С.П. Вальбе с соавторами [1970] показали, что в зоне разлома амплитуда надвигов юго-восточного простираения достигает наибольшего размаха в пределах Центральнокопетдагского звена краевого шва, и "надвигом, по-видимому, перекрыт узкий (до 10 км) внутренний борт Предкопетдагского прогиба".

Во втором издании 22-го тома Геологии СССР [1972] П.И. Калугин с соавторами дали противоречивую характеристику зоны Главного Копетдагского разлома, с одной стороны, показав, что в термальной зоне Копетдага надвиги и взбросы распространены особенно широко и являются ее главными дислокациями [Калугин и др., 1972], с другой, — придя к выводу, что большинство продольных разрывов термальной зоны служат сдвиго-надвиговыми или взбросо-сдвигами (реже надвиго-сдвигами). Надвиги (в узком значении этого слова) среди продольных разрывов встречаются редко.

В монографии П.И. Калугина [1977] показано, что в зоне Главного разлома продольные разрывы имеют характер надвигов с круто падающей поверхностью и отражают общее надвигание складчатой структуры Копетдага на сжимающие ее с севера и юга "жесткие" массы Каракумов и Аладагской складчатой зоны.

Авторы "Тектоники нефтегазоносных областей юга СССР" включили зону Главного Копетдагского разлома в важнейшие глубинные разломы, разделяющие геосинклинальные складчатые пояса и разновозрастные платформы [Тектоника..., 1973].

М.К. Курбанов с соавторами [1973] оценили величину амплитуды посленеогенового надвига Копетдага до 3—5 км.

Л.М. Расцветаев [1973] отметил, что зона Главного Копетдагского разлома — правосдвиговой линеймент и одновременно крупнейшая

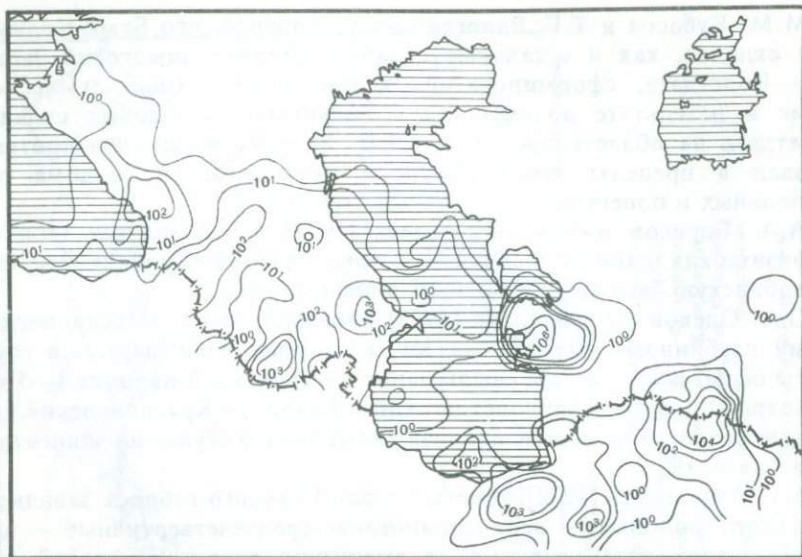


Рис. 9. Карта распределения удельной сейсмической мощности N_m (N_m — в значениях $10^{11} \cdot 10^{-12}$ Дж/м³с). Составила Г.А. Шенкарева [Борисов, Шенкарева, 1972]

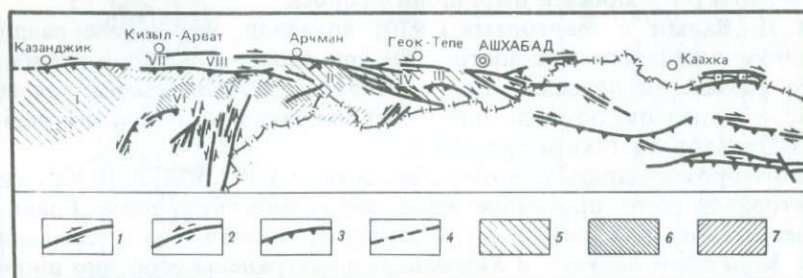


Рис. 10. Схема расположения зон диагонального сжатия на Копетдаге ([Расцветаев, 1973] с упрощениями)

Сдвиги: 1 — правые; 2 — левые; 3 — надвиги и взбросы; 4 — разрывы с неустановленным характером перемещения; 5 — зоны леводиагонального сжатия; 6 — зоны особенно сильно сжатых леводиагональных складок; 7 — зоны праводиагонального сжатия.

Цифры на схеме — зоны диагонального сжатия: I — диагональных складок Северо-Западного Копетдага, II — Арчман-Нохурская зона складок, III — Душак-Маркоуский вал и Чулинская зона смятия, IV — Бакчинская зона смятия, V — Хосардагский диагональный вал, VI — Тргойский диагональный вал, VII — Кизыларватская зона диагонального смятия, VIII — Чемелинская диагональная перемычка

зона позднеальпийского сжатия с общим надвиганием масс в северном направлении (рис. 10).

Ю.К. Шукин [1973] отождествил зону Главного Копетдагского разлома с зоной "аномальных затуханий сейсмических колебаний" (рис. 11), показав тем самым, что эта зона может иметь сейсмогенное происхождение.

Г.П. Горшков с соавторами [1974] на основании повторных нивелировок и данных о новейших движениях показали, что к зоне Глав-

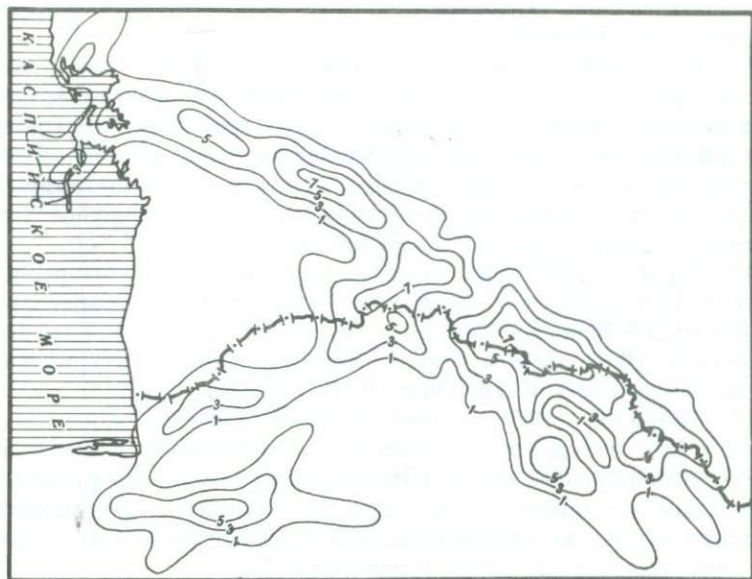


Рис. 11. Схема плотности глубинных сейсмогенных дислокаций коровых землетрясений Копетдагского региона в изолиниях [Шукин, 1973]

ного Копетдагского разлома приурочены максимальные значения градиентов скорости вертикальных движений за новейший этап — более $8-10 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.

В.Г. Трифонов [1974, 1976а] на основании многолетнего изучения современных дислокаций пришел к выводу, что по обеим ветвям Главного Копетдагского разлома между поселком Кизыл-Арват и селом Беурме, а также в хребте Большой Балхан и вблизи развалин античного города Несы установлены современные правые взбросо-сдвиги (со сдвиговой составляющей, превосходящей взбросовую в 3—7 раз), ориентированные вдоль зоны или под небольшими углами к ее простиранию.

Он же впервые опубликовал изображение Копетдага, полученное при помощи "Метеора" 18-20 в 1974 г. из космоса, подчеркнул контрастность выражения зоны Главного разлома на космических снимках, т.е. в современном ландшафте [Трифонов, 1976б], и представил впервые сопоставленную карту голоценовых и позднплейстоценовых разрывов зоны Главного Копетдагского разлома. Позже В.Г. Трифонов [1980] указал, что молодые разрывы, прослеживающиеся более чем на 500 км вдоль зоны Главного Копетдагского разлома и продолжающей ее Главной флексуры Восточного Копетдага, группируются в две ветви, расположенные эшелонированно друг относительно друга, причем по южной ветви правый сдвиг за голоцен достигает 8 ± 2 м, а за голоцен и поздний плейстоцен (50—60 тыс. лет) — 55—60 м. Он пришел к выводу, что скорость суммарного сдвига в зоне Главного разлома близка к 2 мм в год.

Для этапа 70-х годов характерно дальнейшее рассмотрение поло-

жения зоны разлома в общей структуре Альпийского (Средиземноморского) пояса Евразии.

Так, А.В. Пейве с соавторами [1976] показали, что зона Главного Копетдагского разлома разделяет две области с разным возрастом становления континентальной коры — Туранский "вендский гранито-метаморфический слой" Крымско-Кавказско-Каракумской области с позднепалеозойской континентальной корой и Карпато-Тавро-Иранскую область с "континентальной корой, сформировавшейся к концу миоцена и формирующейся в настоящее время".

В.И. Браташ [1978] отнес зону Главного Копетдагского разлома к "Копетдаг-Гиндукушской линии триасовых надвигов (Копетдаг-Гиндукушская зона Беньофа)" и подчеркнул смену во времени триасовых поддвигов в Центральном Иране под Туранскую плиту надвигами альпийского возраста во внешней зоне Копетдага.

В.П. Гаврилов [1977] включил зону Главного Копетдагского разлома в Южно-Туранский краевой шов шириной 40—80 км и протяженностью около 1000 км, а А.И. Суворов [1978] — во фронтальное дугообразное континентальное поднятие Альпийско-Средиземноморской тектонопары, характеризующейся перемещением масс ее основания в север-северо-восточном направлении.

В конце 70-х годов была сделана попытка рассмотреть зону Главного Копетдагского разлома как часть крупного трансформного разлома Крымско-Копетдагской шовной зоны с левосторонним характером перемещения на западном (Крымско-Кавказском) фланге и с правосторонним — на восточном (Копетдагском) [Копп, 1979].

В эти же годы проведено моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных Главным Копетдагским разломом [Осокина и др., 1979], которое показало, что большинство сильных землетрясений зоны возникает на участках разрывов дугообразной формы или в местах перегибов разрывов. С учетом результатов моделирования в зоне разлома была создана сеть замкнутых геодезических полигонов и начаты светодальномерные наблюдения, показавшие наличие здесь неизвестного ранее эффекта быстро изменяющихся во времени деформаций небольших блоков земной коры.

11. Начало 80-х годов ознаменовалось: интересными работами по прогнозированию землетрясений в Ашхабадской сейсмоактивной зоне [Курбанов и др., 1980] и в Предкопетдагской зоне разломов [Ананьин и др., 1982]; развитием представлений о субгоризонтальных сейсмогенных структурах и активных сейсмогенных движениях блоков литосферы в горизонтальном направлении Копетдагского региона в целом [Тектоническая..., 1982]; дальнейшим изучением влияния новейшей морфотектоники на сейсмичность региона [Горелов, 1983]; публикацией чрезвычайно интересной карты коэффициентов затухания интенсивности Копетдагского сейсмоактивного района [Ананьин, 1983]; выделением основных сеймотектонических зон разломов Копетдага [Космическая..., 1983] (рис. 12), сейсмически активных блоков и деформационных систем дислокаций Альпийского пояса [Исследования..., 1984].

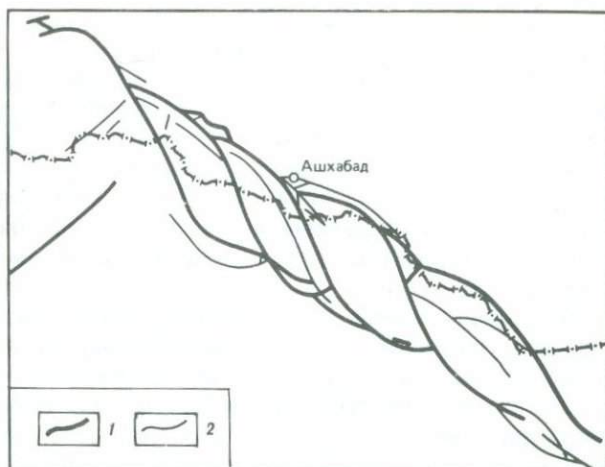


Рис. 12. Схема основных сеймотектонических S-образных разломов Копетдага [Ананьин, 1983]

Разломы: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка

Для всей почти 100-летней истории изучения зоны Главного Копетдагского разлома характерны: постепенная интенсификация изучения с попутным вводом в ее исследование все новых и новых методов геологии, геофизики, сейсмологии, статистики и других наук, особенно наглядно проявляющихся в последние 20—25 лет, что отражает, очевидно, экспоненциальный характер изучения зоны разлома.

Поэтапное рассмотрение истории изучения зоны Главного Копетдагского разлома позволяет наметить периодизацию развития представлений о строении и кинематике изучаемой структуры. Предлагаемая периодизация отражает, с одной стороны, качественную степень изученности зоны, с другой — развитие геологической науки в целом, с третьей — доминирование тех или иных теоретических представлений в течение каждого периода.

В связи с этими предпосылками в развитии представлений о строении и кинематике зоны Главного Копетдагского разлома четко выделяются три периода.

I. Конец XIX—начало XX в. — время обзорных маршрутов и детальных локальных наблюдений, характеризуется неопределенной характеристикой единой линии разрыва.

II. 1923—1961 гг. — время разномасштабных геологических съемок, сопровождаемых изучением геологического разреза, исследованием пликативных, дизъюнктивных структур и их взаимоотношений, составлением первых тектонических схем, применением аэрофото-материалов, геофизических методов исследований, буровых работ и т.д. В этот период основные разрывы зоны Главного Копетдагского разлома кинематически характеризуются всеми исследователями как надвиг, местами переходящий или в крутопадающий надвиг (взброс) или пологопадающий покров и даже в шарьяж; разрабатывается

представление о зоне разлома как о "Копетдагской термальной зоне"; начинается изучение глубинного строения зоны разлома.

III. 1961—1985 гг. — время, характеризующееся широким развитием специальных — неотектонических, геоморфологических, тектонофизических и других исследований с попутным изучением современных дислокаций и сейсмодислокаций и применением данных космических съемок. В этот период зона разлома рассматривается как система разрывов с преобладанием в ней взбросо-сдвигов северо-западного простирания, горизонтальным перемещениям по которым отводится главная роль.

В конце 70-х годов наметилась тенденция к пересмотру укоренившихся представлений о кинематике зоны разлома, перемещения по которому связываются с трансформными перемещениями.

Следует отметить, что первый период — неопределенной кинематической характеристики зоны Главного Копетдагского разлома по времени совпадает с периодом "кризисных явлений в геологических науках" [Гордеев, 1972], длившимся от конца XIX в. до 30-х годов XX в.; второй период — со временем наибольшей популярности возникшего в тектонике учения "о крупных тектонических покровах (шарьяжах)" [Хаин, 1973, с. 15], а третий, современный, период — с возросшей среди геологов популярностью горизонтальных перемещений [Резвой, 1976].

Предложенная периодизация в развитии представлений о строении и кинематике зоны Главного Копетдагского разлома — не исключение, а скорее правило, так как и для других крупных разломов Средней Азии, например для Таласо-Ферганского [Огнев, 1964], наблюдается аналогичная периодизация.

В общелогическом аспекте выделенные периоды соответствуют трем логическим стадиям, первая из которых описательная и связана с накоплением эмпирических знаний, описанием объектов; вторая характеризуется как аналитическая и требует расчленения объекта на составляющие его компоненты и выявления связи между ними; третья — синтетическая, для которой наряду с изучением отдельных явлений становится характерным изучение единого процесса, подчиняющегося закономерностям данной формы движения материи [Гордеев, 1972].

Изложенный материал (этапы изучения и периодизации представлений о строении и кинематике зоны) помог систематизировать очень большой фактический материал, наметить вопросы, решение которых до сих пор остается дискуссионным: параметры зоны Главного Копетдагского разлома, вычленение ее из окружающих (обрамляющих) структур, строение зоны, время и глубина ее заложения, динамические условия образования, особенности развития и геологические предпосылки сейсмичности зоны.

ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА

РАЗВИТИЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА

Развитие зоны Главного Копетдагского разлома теснейшим образом связано с эволюцией северной окраины Туркмено-Иранского сегмента альпийского Средиземноморско-Индонезийского геосинклинального пояса [Милановский, Хаин, 1968], или Средиземноморского геосинклинального пояса [Хаин, 1970; Браташ, 1975; 1978; Гамкрелидзе, 1977; и др.], или Альпийско-Гималайского складчатого пояса [Амурский, 1968; Пейве, 1969], или Альпийской геосинклинальной области [Муратов, 1946; Архипов и др., 1964; др.], или Альпийской складчатой области [Вальбе и др., 1970]¹, заложение которого, по данным большинства исследователей, приурочено к началу байкальского этапа на рубеже 1000—800 млн. лет. По мнению В.Е. Хаина [1970], оно произошло после гренвильской планетарной тектоно-магматической эпохи и, вероятно, сопровождалось растяжением, утонением и даже разрывами континентальной коры, а первым этапом геосинклинального развития собственно Тетис явился байкальский этап, понимаемый в узком смысле, т.е. в интервале 1000—500 млн. лет.

По мнению М.В. Муратова, байкальская геосинклиналь Тетис заложилась непосредственно на океанической коре, с чем несогласны некоторые исследователи, например В.Е. Хаин [1970].

Добайкальский этап

О добайкальском (докембрийском)² этапе развития зоны Главного Копетдагского разлома данных нет, так как докембрийские отложения, слагающие в Иране фундамент платформенного чехла [Штеклин, 1966] и известные в хребтах Загроса и Эльбурса, нигде не распространяются севернее Эльбурса и Аладага-Биналуда, не встречены они и в составе фундамента, вскрытого глубокими скважинами на платформе (Туранской) в районах, примыкающих к Копетдагу [Амурский и др., 1968б].

По данным А.А. Белова, в позднем докембрии между Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформами была расположена геосинклинально-океаническая область Прототетис, северная часть

¹ Альпийский пояс "впервые как область горных цепей, возникших на месте мезозойско-кайнозойской геосинклинали", был охарактеризован Э. Огом в 1900 г. Намеченный в 1885 г М. Неймайером мезозойский морской бассейн, так называемое "Центральное Средиземное море Неймайера", занимавшее районы Внутренней Азии и Южной Европы, Э. Зюсс в 1895 г. назвал "Тетис". Э. Зюсс же "впервые дал описание альпийской системы складок Европы", впоследствии охарактеризованных Г. Штилле, Л. Кобером, А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским, Э. Арганом, Р. Штаубом, В.В. Белоусовым и многими другими исследователями [Архипов и др., 1964].

² Здесь и далее принята периодизация тектонических эпох, предложенная для Средиземноморского геосинклинального пояса В.Е. Ханым [1970].

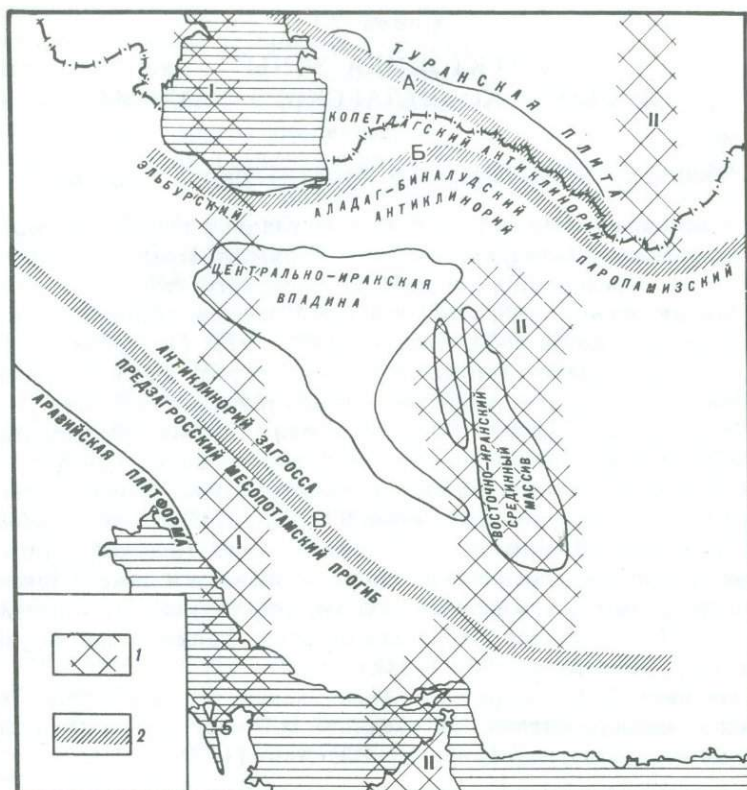


Рис. 13. Схема расположения основных тектонических элементов Туркмено-Иранской складчатой области [Амурский, 1968]

I — поперечные тектонические пояса (I — Каспийский, II — Урало-Оманский); 2 — зоны глубинных разломов (А — Копетдаг-Большешелханская, Б — Эльбурс-Паропамизская, В — Загросская)

которой впоследствии была унаследована океаном Палеотетис, пережившим несколько эпох позднедокембрийского тектогенеза (дальсландская, байкальская (кадомская)) и фаз (предпозднерифейская, предвендская, предордовикская).

Несмотря на отсутствие прямых данных о докембрийских отложениях, структурные направления докембрийского этапа развития оказали существенное влияние на всю последующую историю развития территории Туркмено-Иранского сегмента в целом и на зону Главного Копетдагского разлома в частности, ограничивая последнюю Каспийским (с запада) и Урало-Оманским (с востока) поперечными тектоническими поясами (рис. 13)³ [Амурский, 1968].

³ Роль поперечных нарушений в структуре и развитии Средиземноморского пояса оценивается по-разному: большое значение им придают В.Е. Хаин [1968, 1969, 1970], Дж. Штеклин [1966], И.П. Гамкрелидзе [1977]. Наоборот, А.А. Белов считает, что никаких достаточно крупных продольных и поперечных структур, устойчиво развивавшихся на одном и том же месте в течение всего фанерозоя, в пределах Средиземноморского пояса выявить не удастся.

Байкальский этап

Для байкальского этапа (поздний рифей, венд, кембрий) рассматриваемой области, вероятно, по аналогии с более южными частями сегмента, по мнению В.Е. Хаина [1970], можно констатировать сравнительно однообразный и выдержанный на огромных площадях состав геосинклинального комплекса, накапливающийся, как показывает раннекембрийская реконструкция континентов и океанов, выполненная А.М. Городницким с соавторами [1978], в "палеоазиатском океане".

Каледонский этап

На каледонском этапе, в течение которого общая конфигурация и внутренняя структура Средиземноморского пояса не претерпели существенных изменений [Хаин, 1970], зона Главного Копетдагского разлома располагалась в пограничной полосе, разделяющей южные (Иранские) участки сегмента, характеризовавшиеся субплатформенным тектоническим режимом [Штеклин, 1966; Белов, 1967], платформенным или миогеосинклинальным [Пейве, 1969], квазиплатформенным или парагеосинклинальным с особым — "вялым" типом геосинклинального развития [Хаин, 1970], и северные (Туранские), характеризующиеся принципиально отличным развитием — зарождением геосинклинального режима и накоплением терригенных и эффузивных пород [Амурский, 1968].

Не исключено, что с каледонскими тектоническими движениями связаны внедрения наиболее древних интрузивных тел Красноводска и Южного Прикарабагзья — гранитогнейсов и габброидных пород [Луппов, 1972] додевонского возраста, возможно указывающих таким образом на одну из самых древних (раннепалеозойскую) зон растяжения и магматического инъецирования на северо-западном фланге зоны Главного Копетдагского разлома.

Реконструкции континентов и океанов, выполненные А.М. Городницким с соавторами [1978] для среднего—позднего ордовика, показывают развитие на интересующей нас территории океана Палеотетис.

Герцинский этап

На герцинском этапе развития рассматриваемая территория входила в состав активно развивающихся геосинклинальных прогибов северной окраины Средиземноморского пояса с интенсивным инициальным (спилито-кератофировым) вулканизмом [Хаин, 1970], проявившимся в двух фазах излияний силурийского и девонского времени соответственно "кислой и основной лавы и накопления пирокластических образований, которые либо переслаиваются с морским осадочными толщами, либо образуют самостоятельные... пластовые тела" [Луппов, 1972, с. 714], трассируя в районе Красноводска и частично Большого Балхана среднепалеозойскую зону растяжения северо-западного фланга зоны Главного Копетдагского разлома.

Известные в районе Южного Прикарабагзья, Красноводска и Большого Балхана мощные интрузии гранитоидов девонского или

раннекаменноугольного времени также могут указывать на "ископаемую" — на границе среднего и позднего палеозоя — зону растяжения северо-западного фланга зоны разлома.

Кроме того, ряд интрузий (преимущественно среднего и основного состава) установлен аэромагнитными методами, согласно Г.И. Амурскому [1968], в фундаменте южной окраины Туранской платформы, непосредственно обрамляющей Предкопетдагский прогиб. Они не прорывают, вероятно, вышележащую толщу верхне(?)палеозойского возраста и могут косвенно свидетельствовать о миграции среднепалеозойского магматизма и соответственно зоны среднепалеозойского растяжения северо-западного фланга зоны Главного Копетдагского разлома с северо-запада на юго-восток — в центральную часть зоны разлома.

По данным В.С. Князева и других, в западной части Средней Азии выделяется и третий, позднепалеозойский (на границе карбона-перми), период интенсивного внедрения гранитоидов.

На территории современного Копетдагского горноскладчатого сооружения, большая часть которого входит в юго-западное обрамление зоны Главного Копетдагского разлома, в среднепалеозойское время, по данным Н.П. Луппова [1972], могла располагаться платформа, на которой накапливались относительно маломощные морские осадки, не охваченные герцинским диастрофизмом.

Реконструкции континентов и океанов, выполненные А.М. Городничим с соавторами [1978] для раннего—среднего девона, показывают, что рассматриваемая зона была залита океаном.

В позднепалеозойское время эта территория по-прежнему разграничивала Иранскую область с платформенным режимом движений и геосинклинальную область Средней Азии и Афганистана, прошедшую в палеозое цикл геосинклинального развития, завершившегося орогенезом [Леонов, 1970].

Указания на активную вулканическую деятельность по южной периферии Туранской плиты [Амурский, 1968] и на проявления пермского вулканизма в районе Красноводска [Луппов, 1972] свидетельствуют о длительном, протекавшем, вероятно, импульсно практически на протяжении всего палеозоя периоде растяжений и магматического инъецирования северо-западного фланга зоны Главного Копетдагского разлома.

По данным Г.И. Амурского, системы разломов: Северо-Балханский—Черкезли-Кодж-Аннауский (Северо-Копетдагский — по терминологии Г.И. Амурского) и Джебел—Казанджик—Беурме-Чулинский, — ограничивающие зону Главного Копетдагского разлома с северо-востока, существовали уже в раннепалеозойское время, ограничивая зону глубинного Копетдаг-Большебалханского разлома [Амурский, 1968]. Они образовывали протяженный грабен, совпадающий с приосевыми частями Предкопетдагского прогиба, выполненный верхнепалеозойско-триасовой 9-километровой толщиной, значительно превышающей мощности разновозрастных отложений юго-западного склона Туранской плиты.

Эти же разломы, вероятно, контролировали и магматизм: если на

южном склоне Туранской плиты среди поля основных эффузивных образований широко развиты интрузии пород различного состава, то в предграбеновой полосе они единичны и приурочены преимущественно к разлому северного обрамления грабена, а в самом грабене вообще отсутствуют [Амурский, 1968].

Располагавшаяся севернее зоны Главного Копетдагского разлома палеозойская геосинклиналь, испытывавшая, по мнению Г.И. Амурского, видимо, несколько интенсивных фаз складчатости и интенсивную среднепалеозойскую интрузивную инъецированность, в позднем палеозое подверглась орогеническим движениям, завершившимся образованием вначале эффузивных, а затем пермских молассовых толщ, слагающих верхний структурный ярус фундамента юга современной эпигерцинской Туранской плиты, обрамляющей зону исследуемого разлома с северо-востока.

Таким образом, к концу палеозоя рассматриваемая зона Главного Копетдагского разлома вошла в полосу разграничения уже не Иранской платформы и Туранской геосинклинали, а Иранской платформы и молодой, только что образованной на месте геосинклинали горноскладчатой Туранской страны, образованной ныне погребенной Центрально-Устюртской горной цепью, горными сооружениями Султануиздага, складчатой системой Туаркыра и Центрально-Каракумским и Карабогазским массивами [Луппов, 1972].

Г.И. Амурский [1968] считает, что граница между палеозойской платформой (?) и геосинклиналью (и, вероятно, между платформой же и новообразованным орогеном. — А.П.), видимо, проходила по Эльбурс-Паропамизской древней тектонической линии, а район Копетдага занимал окраинное положение в палеозойской геосинклинали, причем развитие этой территории контролировалось двумя глубинными разломами — Копетдаг-Большебалханским на севере и Эльбурс-Паропамизским на юге, имеющими, вероятно, соответственно нижнепалеозойский и докембрийский возраст.

Следовательно, можно предполагать, что в позднем палеозое зона Главного Копетдагского разлома могла представлять собой древний предгорный прогиб, развивавшийся перед юго-западным фронтом Туранского позднепалеозойского орогена и осложненный системой глубинных нарушений (минимум два), образующих зону сочленения палеозойской Иранской платформы (на юге) и Туранской горноскладчатой страны (на севере) и имевших в таком случае или вертикальные плоскости разрывов, или наклоненные в сторону орогена, т.е. на северо-восток.

Киммерийский этап

Киммерийский этап, выделяемый автором со всеми оговорками, данными В.Е. Хаиным [1970], характеризуется продолжением осадконакопления, начавшегося в позднем палеозое.

Если раньше предполагалось, что в нижнем и среднем триасе значительная часть рассматриваемой территории представляла сушу, а начало формирования крупных впадин, служивших "местами на-

копления континентальных угленосных пород" [Резанов, 1959, с. 92], относилось к нижней юре, то позднее было показано образование в зоне Копетдаг-Большебалханского разлома протяженного грабена и накопления в нем непрерывной верхнепалеозойско-триасовой толщи [Амурский, 1968].

Н.П. Луппов [1972], так же как и Г.И. Амурский, на основе анализа геофизических материалов предполагал, что территория нынешнего Предкопетдагского прогиба и Передовой цепи, т.е. зона Главного Копетдагского разлома и его северо-восточного обрамления (в нашем понимании), в начале триаса испытали погружение с накоплением осадочной толщи, охваченной в поздне триасовое время складкообразованием. На месте Большого Балхана, по-видимому, не происходило накопление осадков, а располагалась область сноса, что означает разнонаправленность развития юго-западного крыла юго-восточного фланга зоны разлома и северо-восточного крыла его северо-западного фланга.

Следует подчеркнуть, что особенности развития рассматриваемой территории в раннем мезозое еще недостаточно выяснены. Так, Ю.Г. Леонов [1970] включил территорию Большого Балхана и Копетдага в пояс "остаточных прогибов" герцинид — Предпамирский, Банди-Туркестанский и Паропамизский, слепо заканчивавшихся на востоке в Памиро-Алае, а на западе продолжавшихся прогибами Большого Кавказа и Крыма, на месте которых только в позднем триасе—ранней юре началось геосинклинальное прогибание.

Напротив, по предположению В.Е. Хаина [1970], в силу того что триасовые прогибы несогласно наложены на складчатое основание, их нельзя считать остаточными герцинскими, а следует называть триасовыми мини геосинклиналями, прошедшими за сокращенные сроки полный цикл развития от заложения на ранее консолидированном основании до складчатости, горообразования (правда, относительно слабого) и возникновения передовых прогибов.

В.И. Браташ [1975] также указывает, что на широте, г. Ашхабада выявляется глубокий (9—10 км) палеозойско-триасовый прогиб широтного простиранья.

Из особых черт триасового развития рассматриваемой территории необходимо указать на следующие: по данным Е.А. Худобиной, к этому времени относятся "самые молодые жильные образования, рассекающие магматические массивы в окрестностях Красноводска"; в результате поздне триасовых складкообразовательных движений — мангышлакской фазы было закончено формирование Туранской эпигерцинской платформы [Луппов, 1972]; получили развитие поперечные нарушения, ибо с востока остаточные прогибы триаса ограничивались линией Урало-Оманского линейamenta; не исключено, что в триасе, как и в мезозое, в восточная часть Копетдаг-Гиндукушской зоны Беньофа, по-видимому, составляла единый линейамент вдоль южного края Лавразии... с общим погружением пластин литосферы в северном направлении" [Браташ, 1975]; четкий геологический рубеж, характеризующий смену геотектонических условий, тип и характер движений, иногда литологический и фациальный состав отложений

располагается на границе триаса и юры [Амурский, 1968]. Несмотря на то что тектонические движения конца юрского периода не привели к существенной перестройке структуры и рельефа рассматриваемого участка земной коры [Луппов, 1972], можно вероятно, считать, что собственно альпийский этап развития северо-западного и юго-восточного флягов зоны Главного Копетдагского разлома начался в разное время: на Большебалханском участке — с раннемелового времени, как указывается для большей части Средиземноморского пояса [Хаин, 1970], на Копетдагском, поскольку здесь наблюдается сквозное прогибание, — с начала юры.

Альпийский этап

К раннеюрскому времени, а точнее, по данным Н.П. Луппова, к середине лейаса относится заложение и развитие Копетдагской геосинклинали, существовавшей в течение всего юрского, мелового и палеогенового времени и являлась областью накопления мощных толщ преимущественно морских осадков.

В условиях гумидного климата раннеюрского времени в пределах Большебалханского и гипотетического Ашхабадского прогибов, входивших, вероятно, в состав зарождающейся Крымско-Кавказско-Копетдагской геосинклинальной системы [Хаин, 1970], накапливались мало-мощные морские песчано-глинистые отложения [Резанов, 1959]. К этому же времени относится зарождение на противоположной южной границе Туркмено-Иранского сегмента линии, из которой позднее, в альпийскую орогению, развился Главный надвиг Загроса [Штеклин, 1966].

В среднеюрское время ситуация в целом сохранилась: на Большебалханском участке северо-западного фланга зоны Главного Копетдагского разлома продолжалось накопление песчано-глинистых толщ общей мощностью до 4000 м и более [Луппов, 1972; Резанов, 1959; Амурский и др., 1968; и др.], вскрытых в настоящее время в ядерной части Большебалханской антиклинали.

В районе Ашхабада "под известняками верхней юры залегает толща мощностью порядка 2000 м с пониженными скоростями сейсмических волн, относящихся, вероятно, к нижней и средней юре" [Резанов, 1959, с. 69] (со ссылкой на данные Д.Н. Рустановича), что указывает на одновременное прогибание и юго-восточного фланга зоны разлома. В промежутке между Большебалханским и Ашхабадским прогибами, т.е. на центральном участке зоны разлома, находилась область, вероятно, меньших прогибаний и даже отдельных участков поднятий [Резанов, 1959].

В целом, по данным С.П. Вальбе с соавторами [1970], А. Алланова и других исследователей, на протяжении ранней и средней юры зона Главного Копетдагского разлома представляла границу раздела глубоких (до 5000—7000 м), субширотной (или северо-восточной) ориентировки прогибов юго-западного обрамления зоны разлома, включая территорию Аладага (Северный Иран), и менее глубоких (до 3000 м) северо-западного простираения прогибов северо-восточного обрамления зоны разлома.

В позднеюрское время усилились погружения и расширилась

трансгрессия [Луппов, 1972]; море Южной Туркмении на западе сообщалось с Кавказским морем, на северо-западе — с морем Русской платформы, а на востоке — с Индийским морем [Резанов, 1959]. Оно характеризовалось накоплением карбонатных осадков, состав и мощность которых значительно колебались в участках разнонаправленных вертикальных движений [Луппов, 1972], часто обусловленных развитием поперечных нарушений Межбалхан-Узбойского типа (северо-восточного) на северо-западном фланге зоны разлома, что привело к появлению в келловейских и оксфордских отложениях Большого Балхана значительной доли терригенного материала. На юго-восточном фланге зоны, в Копетдаге, происходило непрерывное накопление карбонатных осадков в условиях длительного прогибания, только в киммеридже сменившееся доломито- и гипсонакоплением в связи с восходящими движениями, сокращением размеров морского бассейна и распадом его на полуобособленные водоемы [Луппов, 1972].

Территория Кубадага, расположенного в северо-западной части зоны разлома и входившего в юрское время в состав устойчивого платформенного поднятия [Вальбе и др., 1970], с позднего оксфорда вовлекается в прогибание с накоплением морских, лагунных и, в меньшей степени, континентальных образований мощностью до 430 м [Луппов, 1972].

Таким образом, конец верхнеюрского времени в зоне Главного Копетдагского разлома характеризовался распадом единого морского бассейна, более засушливым (аридным) климатом, воздыманием территории северо-западного и юго-восточного флангов зоны разлома.

В северо-западной части зоны в результате складкообразовательных "андийских" движений [Луппов, 1972; Резанов, 1959; Амурский и др., 1968б; Вальбе и др., 1970; и др.] в районе Большого Балхана маломощные "геоантиклинальные" отложения неокома с угловым (до 50°) несогласием лежат на "геосинклинальных" толщах доггера и мальма.

К югу от юго-восточного фланга зоны, в районе Аладаг—Биналуда, слабодислоцированные маломощные отложения апта также отделены угловым несогласием от верхнеюрских и более древних геосинклинальных образований [Вальбе и др., 1970].

Таким образом, северо-восточное крыло северо-западного фланга зоны Главного Копетдагского разлома и дальнее юго-западное крыло юго-восточного фланга зоны входили в зону позднекиммерийского орогенеза [Хаин, 1970], широко охватившего Средиземноморский пояс.

Зона Главного Копетдагского разлома на протяжении всего юрского времени разделяла области с различными режимами прогибания — геосинклинальный прогиб, располагавшийся на территории современных Туркмено-Хорасанских гор и Большого Балхана, и зону перикратонных опусканий Туранской плиты, образованную территориями Предкопетдагского и Северо-Балханского прогибов и южного склона Туранской плиты с резким уменьшением мощностей юрских отложений к северо-востоку от нескольких тысяч метров (у подножия Копетдага и Большого Балхана) до сотен метров в пределах южного склона плиты [Вальбе и др., 1970].

Не исключено, что время позднеюрской инверсии и образования Большебалханского поднятия на северо-западе зоны разлома и Аладаг-Биналудского — на юго-востоке зоны разлома характеризовалось для копетдагских звеньев краевого шва (т.е. для Центрального участка зоны Главного Копетдагского разлома), по мнению С. П. Вальбе и соавторами [1970], некоторым отставанием в погружении и началом конседиментационного развития передовых антиклиналей, начавших как бы структурно оформлять и выражать постоянную границу раздела Копетдагской геосинклинали и Туранской плиты.

На реконструкциях континентов и океанов поздней юры рассматриваемая зона входит в континентальную окраину северного побережья Тетис и к ней примыкает полоса столкновения континентов и континентов с островными дугами [Городницкий и др., 1978].

Раннемеловое развитие зоны Главного Копетдагского разлома протекало на фоне резкого погружения более внешних зон Средиземноморского пояса [Хаин, 1970] и совпало с берриаской и позднеготеривской трансгрессиями [Луппов, 1972], связанными, вероятно, с обширными погружениями на Кавказе и Русской платформе, которые последовали за поднятиями, проявившимися в конце юры [Резанов, 1959], и которые, видимо, были прямым следствием великой перестройки структуры не только области Тетис, но, по-видимому, всей планеты [Пейве, 1969].

На протяжении валанжина, готерива, баррема, апта и альба зона Главного Копетдагского разлома представляла границу раздела Копетдагской геосинклинали, в которой в условиях непрерывного прогибания отлагалась мощная толща преимущественно карбонатных морских осадков [Луппов, 1972], и области Туранского "шельфа" с накоплением осадков частично в мелководно-морских, частично в континентальных условиях.

Антиклиналь Большого Балхана, созданная за счет предмеловой (позднететонской) фазы складчатости [Амурский и др., 1968в], к началу мела значительно денудировалась, а с начала мела погрузилась под уровень моря, где до раннебарремского времени процессы осадконакопления шли при постоянном, хотя и не быстром прогибании дна бассейна, а позднее — вплоть до альба — в условиях беспокойной обстановки колебательных движений, донных течений и подводных размывов, приведших к резким колебаниям мощности отложений нижнего апта и ряда межформационных перерывов в них, а также к литолого-формационной пестроте и наличию стратиграфических перерывов в альбе.

Следует отметить, что в готериве, верхнем барреме и альбе в Межбалханском коридоре вновь активизировалась намеченная И. А. Резановым для верхней юры поперечная, северо-восточной ориентировки, зона раздела, к северо-западу от которой развивались более песчаные (терригенные) породы, а местами, например в готериве, и континентальные отложения, а юго-восточнее — глинистые, карбонатные морские отложения. Характерно, что, сохраняя поперечное простирание, ось раздела несколько смещалась вдоль зоны Главного Копетдагского

Таблица 1

Мощности нижнемеловых отложений (в м) по данным И.А. Резанова [1959]

Ярус	Большой Балхан	Центральный Копетдаг	Восточный Копетдаг
Альб	400	1200	500
Апт	350	До 1000	300
Неоком	500—750	1500	140

разлома: к северо-западу в район Красноводска в готериве и к юго-востоку в район Арчмана — в апте.

Локальные поперечные зоны меридионального простираения фиксируются на меридиане Бахарден—Геоктепе в фациях раннеготеривского (бахарденского) времени, Казанджик—Кизыл-Арват и Артык—Каахка — позднеготеривского (ханкяризского) времени [Марченко, 1962].

В целом раннемеловое развитие зоны Главного Копетдагского разлома характеризуется более интенсивным прогибанием Центрально-Копетдагского участка зона разлома и меньшим — Большешалханского и Восточно-Копетдагского, что подчеркивает различную интенсивность прогибания и седиментогенеза по простираению зоны исследуемого разлома (табл. 1).

По представлениям И.А. Резанова [1959], именно с альба началась миграция зоны максимального прогибания с юга из районов Южного Копетдага (из районов юго-восточного фланга зоны разлома) на север, в центральнокопетдагские участки зоны. С этой миграцией он связывает начало тех существенных изменений в распределении областей прогибаний и поднятий, которые более четко проявились в верхнем мелу. Более поздние исследователи [Вальбе и др., 1970; Луппов, 1972]

Таблица 2

Мощность верхнемеловых отложений в зоне Главного Копетдагского разлома, м [Геология СССР, 1972]

Ярус	Район			
	Красноводский полуостров	Кубадаг	Большой Балхан	Малый Балхан
Дат	4—18	100	200*	132—140***
Маастрихт	48—66	30	150—220	—
Кампан	25—50	150	16—47	Более 100
Сантон	6—40	—	119**	97—102
Коньяк	—	—	10,2**	110—210
Турон	15—25	—	0,6—1,5	45
Сеноман	47—135	0,6—1,5	310**	1200
Суммарная мощность	До 330	До 280	До 910	До 1800

*Разрез Огланлы.

**По данным Н.Р. Абрамова с соавторами (1975 г.)

***Для чаалджинской свиты.

****Разрез горы Кулмач.

начало альбских миграций оси максимальных прогибаний с юга на север в зоне Главного Копетдагского разлома не отмечают.

Началу позднемелового времени развития зоны Главного Копетдагского разлома предшествовали небольшие восходящие движения, вызвавшие в ряде мест размыв отложений альба и несогласное залегание на последних вышележащих пород сеномана [Богданович, 1890; Нацкий, 1916; Резанов, 1959; Луппов, 1972; и др.].

С начала сеноманского века в зоне разлома отмечается, с одной стороны, сокращение бассейна вследствие подъема крупных участков дна, связанного с перемещениями по расколам крупных блоков фундамента, с другой, — усиление опускания в пределах Копетдагской геосинклинали, особенно в ее западной части, охватившей район Данатинского хребта и Малого Балхана, где наблюдаются максимальные (до 1200 м) мощности сеноманских отложений, и являвшейся в течение позднего мела областью наибольшего погружения [Луппов, 1972] (табл. 2).

В сеномане, по данным М.М. Фартукова, в зоне Главного Копетдагского разлома отмечается несколько этапов "оживления" — в первой половине раннего сеномана, во второй половине позднего сеномана — движений по разломам и их "замирание" во второй половине раннего сеномана.

Начало туронского века знаменуется регрессией, фиксирующейся резким сокращением мощности отложений в зоне (см. табл. 2) и образованием фосфоритонесных горизонтов в Западном и Центральном Копетдаге.

Позднетуронская трансгрессия привела к образованию мергельно-алевритовых осадков на территории Западного Копетдага, переходящих к востоку в терригенные, что обусловлено проявлением движений по разлому, зарождающемуся в зоне Главного разлома. Эти

Ярус	Район			
	Западный Копетдаг	Центральный Копетдаг	Восточный Копетдаг	Бадхыз
184****	До 89	225	225	225
112—305	300—450	500—600	500—600	240
644	260—270	200	200	240
до 290	10—12	80	80	100
80—264	12—16	30—60	30—60	30—60
8—22	25—35	70	70	150
608—816	200—400	100	100	100
До 2525	До 1270	До 1335	До 1335	До 1475

движения, как отмечает М.М. Фартуков, в отличие от сеноман-раннетуронского времени приводят к различиям не только в величинах мощности, но и к изменению вещественного состава, что свидетельствует об их большем размахе.

Коньякский век характеризуется резким сокращением мощности отложений и в зоне Главного Копетдагского разлома, и на сопредельных территориях Туранской плиты и Копетдага, обрамляющих зону разлома с северо-востока и юго-запада, за исключением Малого Балхана и Западного Копетдага, где в условиях продолжавшегося погружения накопились довольно мощные (до 210 и 264 м соответственно) толщи алевролитов, мергелей и глин, залегающих трансгрессивно: с размывом на верхнем сеномане (гора Эйшем, станция Искандер) или, как считает А.А. Атабекян, на разных горизонтах верхнего турона.

Характерно, что на литолого-палеогеографических картах позднего турона и коньякского века в зоне Главного Копетдагского разлома показывается активное нарушение фундамента северо-западного простирания, осложненное поперечными разломами северо-восточного (в районе Межбалханского коридора и Кизыл-Арвата) и субмеридионального (в районе Артыка) простираний.

Начало сантонского века почти полностью, по данным М.М. Фартукова, унаследовавшее палеогеографические условия коньякского века, отличалось сокращением площади распространения региональных перерывов, свидетельствуя о некотором затухании тектонических движений.

В позднем сантоне в результате новых воздыманий в некоторых местах, например в Кубадаге, были размыты нижнесантонские, коньякские и туронские отложения; территория зоны разлома представляла собой мелководный шельф и только на Малом Балхане и Западном Копетдаге сохранилось относительно устойчивое прогибание и наметилось активное прогибание северо-восточного крыла юго-восточного фланга зоны Главного Копетдагского разлома (см. табл. 2), где накапливались соответственно известково-мергелистые и алевролито-глинистые осадки.

Кампанский век, характеризующийся спокойным тектоническим режимом, наибольшим литологическим однообразием и увеличением площади развития карбонатных отложений, ознаменовался (в начале века) максимальной за всю позднемеловую историю трансгрессией, в результате которой впервые в позднем мелу центр максимального прогибания перемещается в южную часть⁴ исследуемой территории — в районы юго-восточного фланга зоны разлома и Бадхыза, где накапливались мощные карбонатно-глинистые толщи (см. табл. 2).

В кампанском веке оживилось прогибание и на северо-западном фланге зоны Главного Копетдагского разлома: на Кубадаге белые мелоподобные известняки мощностью до 100 м трансгрессивно залегают на верхнем туроне, а в Большом Балхане песчанистые мер-

⁴ И.А. Резанов [1959] относит начало крупных прогибаний на востоке рассматриваемой зоны к турону.

гели и известковистые глины (16—47 м) залегают на туроне или на сеномане.

В начале маастрихтского века почти полностью сохранились палеогеографическая обстановка конца кампана и, по мнению М.М. Фартукова, тенденция усиления прогибания с северо-запада на юго-восток: от маломощных глинистых известняков Кубадага и трансгрессивно залегающей на сеномане (разрез Огланлы) известняково-мергельной толщи Большого Балхана на северо-западном фланге зоны через известняково-мергелистые толщи Западного Копетдага и флишоидные карбонатно-глинистые накопления Центрально-копетдагского участка зоны к мощным глинисто-карбонатным и известковым толщам (каратекинская, меанинская и чаачинская свиты) юго-восточного фланга зоны и Бадхыза.

Однако, несмотря на большие мощности маастрихтских отложений юго-восточного фланга зоны, характер морского бассейна Восточного Копетдага был мелководным, о чем свидетельствуют рудистовые, мшанковые, устричные, гастроподовые и детритовые известняки, преобладающие в разрезе меанинской свиты и косо-слоистые песчаники зарубежного Копетдага ([Резанов, 1959] со ссылкой на наблюдения В.П. Мирошниченко).

Обмеление морского бассейна на юго-восточном фланге зоны Главного Копетдагского разлома, появление в разрезе флишоидных толщ, движение по расколам фундамента и перемещения по ним отдельных крупных и мелких блоков не только в зоне разлома, но и по всей территории Туркмении происходило в условиях начинающегося орогенного сжатия геосинклинальных систем в целом [Хайн, 1970]. Это, во-первых, свидетельствует о разрастании гезантиклинальных сооружений с юга, со стороны Аладага и Биналуда [Вальбе и др., 1970], вызванных, в свою очередь, послефиолитовыми сжимающими напряжениями "по линии надвига Загроса" [Штеклин, 1966], в Центральном Иране и севернее Лутского массива, и является, во-вторых, своеобразным "форшоком" — предвестником ларамийской фазы альпийского тектогенеза.

Восходящие движения, усилившиеся на рубеже маастрихтского и датского веков, вызвали появление регионального перерыва между маастрихтскими и датскими отложениями [Луппов, 1972], что привело к трансгрессивному залеганию на маастрихте известняковой датско-монтской толщи в Кубадаге и на Большом Балхане и частично в Западном Копетдаге (восточная часть Передового хребта), на Малом Балхане (ущелье Чалсу), а также к образованию между маастрихтом и зиракевской свитой Центрального Копетдага своеобразной породы, состоящей из линзочек или обломков песчаников и других пород, сцементированных гипсом или окислами железа [Калугин и др., 1972], и образованию красноцветных гипсоносных отложений гёзгядыкской свиты и терригенной хивебадской толщи Восточного Копетдага и Бадхыза.

Опускания же в датском веке были незначительны и привели к накоплению мелководных, большей частью маломощных обломочных известняков, нередко сильно обогащенных терригенным мате-

риалом [Луппов, 1972], а в лагуне, занимавшей юго-восточный фланг зоны разлома (Восточный Копетдаг) и Бадхыз, накапливались красноцветные гипсоносные осадки.

В целом зона Главного Копетдагского разлома в поздне меловое время представляла собой зону глубокого заложения, контролировавшую характер и скорость осадконакопления в юго-западном (Копетдагском) и северо-восточном (Туранском) крыльях обрамления. В юго-западном крыле вдоль зоны разлома продолжал развиваться заложившийся в юре⁵ прогиб северо-западного простирания, а в северо-восточном располагался Туранский "шельф"

В течение сеномана—сантона для поздне мелового прогиба юго-западного обрамления зоны Главного Копетдагского разлома характерна миграция оси прогибания с юго-востока, из районов Восточного и Центрального Копетдага, образующих юго-восточный фланг зоны, на северо-запад, в районы Западного Копетдага и Малого Балхана, образующих центральный участок зоны разлома.

В кампанском веке наблюдается обратная (с северо-запада на юго-восток) миграция оси максимального прогибания, а в датском веке прогибание сравнительно выровнилось, но резко изменился вещественный состав отложений, что было вызвано предларамийскими движениями.

На протяжении верхнемелового времени продолжали развиваться крупные поперечные структурные линии: северо-восточного (Межбалханская — в сеномане, коньяке, сантоне) и субмеридионального (Артыкская — в сеномане, туроне, коньяке, маастрихте) простираний [Фартуков, 1969]. На реконструкции континентов и океанов позднего мела [Городницкий и др., 1978], демонстрирующей продолжающееся "раздвижение континентов Гондваны", рассматриваемая зона соответствует северному побережью мелового океана Тетис.

Как известно, на границе позднего мела и палеоцена северная окраина Средиземноморского пояса была охвачена ларамийской складчатостью, выразившейся главным образом в поднятии кордильер в осевых частях будущих складчатых сооружений Карпат, Кавказа, Копетдага [Хаин, 1970]. В зоне Главного Копетдагского разлома это выразилось образованием на месте конседиментационной ступени, разделяющей Копетдагскую геосинклиналь и Туранский "шельф", осевой кордильеры или осевого горста, простирающегося с северо-запада на юго-восток, вероятно, от Кубадага до Восточного Копетдага.

Палеогеновый период развития зоны Главного Копетдагского разлома характеризуется, с одной стороны, продолжением восходящих движений Большебалханского крыла на северо-западном фланге и Восточнокопетдагского — на юго-восточном фланге зоны, что привело к распаду единой Копетдагской геосинклинали, а с другой — обширной морской трансгрессией в Западнокопетдагскую подзону

⁵ И.А. Резанов [1959] относит заложение прогиба северо-западного простирания, на месте которого ныне располагается Передовой хребет Западного Копетдага к позднему мелу.

юго-западного обрамления зоны разлома, фиксирующейся мощной (более 2000 м) толщей относительно глубоководных карбонатно-глинистых и глинистых осадков [Луппов, 1972].

В этот период вдоль зоны Главного Копетдагского разлома, представленной, как было указано выше, осевой кордильерой северо-западного простираения, произошло обособление Предкопетдагского прогиба, прогибание и скорость осадконакопления в котором были сопоставимы с аналогичными параметрами Западнокопетдагского участка [Луппов, 1972]. Отмечаются основной интрузивный магматизм [Глазунова, 1964] вдоль Северопредкопетдагского (Чильмамедкум-Нияздепинского) разлома северо-западного простираения, ограничивающего прогиб с северо-востока, и позднеэоценовый вулканизм (трехкратное излияние андезитовой и базальтовой магмы) на трассе юго-восточного продолжения зоны разлома в Бадхызе [Луппов, 1972], а также заложение Северобалханского прогиба [Вальбе и др., 1970].

В конце олигоцена юго-восточный фланг зоны Главного Копетдагского разлома испытал новый импульс сжатия, был охвачен восходящими движениями [Луппов, 1972] начала орогенической стадии развития с накоплением в предгорном прогибе глинистых отложений нижней "тонкой" молассы майкопской свиты мощностью до 200 м, а на территории Западнокопетдагского участка юго-западного обрамления зоны разлома — до 380 м [Расцветаев, 1972].

Новейший этап

Конец палеогенового — начало неогенового времени (олигоцен—миоцен) характеризуется инверсией Копетдагской геосинклинали [Луппов, 1972], т.е. территории юго-западного обрамления зоны разлома, заложением контуров современной горной страны, образованием в результате сжатия в северо-восточном направлении коробчатых складок Передовой подзоны разлома [Крымус, Лыков, 1972] и началом "вспарывания" Западнокопетдагского участка зоны разлома по системе продольных разрывов северо-западного простираения, ограничивающих с северо-востока растущее горное сооружение.

В начале миоцена прогибание и морское осадконакопление сохранилось только в Западном Копетдаге и Предкопетдагском прогибе. Морские воды в среднем миоцене и сармате, по мнению Н.П. Луппова [1972], проникали примерно до меридиана Ашхабада, омывая существовавшие горные возвышенности Большого Балхана и Копетдага. Конец сармата — начало плиоцена ознаменовалось активным разрастанием и воздыманием Копетдага, охваченного горообразованием и складчатостью [Расцветаев, 1972; Вальбе и др., 1970].

Времени интенсивных поднятий конца сармата отвечает образование основных продольных сдвиго-надвигов и сдвиго-взбросов Передовой подзоны Главного Копетдагского разлома, вертикальная амплитуда которых растет с северо-запада на юго-восток: в районе Казанджика породы готерива контактируют с кампаном [Копп, 1971], в районе Баши—Кодж — верхний мел с эоценом, в районе

Тырновской синклинали — мел—палеоген висячего крыла контактирует с миоценовыми породами лежащего [Вальбе и др., 1970].

В предсреднемиоценовое время активизировалась Северобалханская зона разрывов с интенсивным подъемом южного блока, т.е. произошла смена знаков движения вдоль этой системы, а в конце миоцена заключительная фаза складчатости привела к окончательному оформлению структуры Большого Балхана и значительному наклону (до 50—70°) слоев среднего миоцена [Амурский и др., 1968в].

В конце миоцена — начале плиоцена резко оживились Белек-Джебелский и Джебел-Казанджикский продольные разрывы, входящие в систему Южнобалханской системы разломов [Амурский и др., 1968в], образовались поперечные отрицательные структуры Межбалханской и Данатинского грабенов [Вальбе и др., 1970], началось формирование Казанджикской впадины и оформилась основная сетка разрывов северо-западного и северо-восточного простираний.

Ранний—средний плиоцен характеризуется мощными горообразовательными движениями восточно-кавказской орогенической фазы, дооформившей общий рисунок складчатой структуры. В результате дальнейшего сжатия структуры образовались сундучные опрокинутые складки северо-западного простирания Передовой и Тыловой подзон разлома, отчлененных основными продольными разрывами — Кизыл-Арват—Гермабским и Казанджик—Нохурским — друг от друга и от юго-западного и северо-восточного обрамлений. Пологие складки Каракалинской подзоны были нарушены субширотными надвигами и северо-восточными сдвигами.

Вследствие отжима и оттока геологических масс из Центральнокопетдагского участка максимального сжатия в Западнокопетдагскую область разгрузки [Копп, 1979] вдоль зоны разлома в Западнокопетдагской подзоне разлома образовались гребневидные складки северо-восточного, т.е. торцового к зоне разлома простирания, нарушенные сетью изогнутых, как бы гофрированных, разрывов.

Новые опускания, возникшие как тектонический резонанс на предшествующее сжатие, предопределили акчагыльскую трансгрессию, воды которой окружили Большой и Малый Балхан, проникли в синклинальные депрессии Западного Копетдага и Предкопетдагского прогиба, а осадки акчагыла — верхняя моласса, "запечатала" многочисленные дизъюнктивы зоны Главного Копетдагского разлома.

На северо-западном фланге зоны в это время произошли резкие движения по Южнобалханской и Межбалханской системам разломов и субмеридиональному Джебелскому разлому, по которому полуостров Дарджа был отделен от Большебалханского горного сооружения и погружен под воды акчагыльского морского бассейна, мощность осадков в котором в 25—30 раз превышает мощность одно-возрастных образований, развитых к востоку от Джебелского разлома [Амурский и др., 1968в]. Позднее северо-западный фланг зоны разлома заливали воды последовательно сокращавшихся апшеронского, бакинского и хазарского морей.

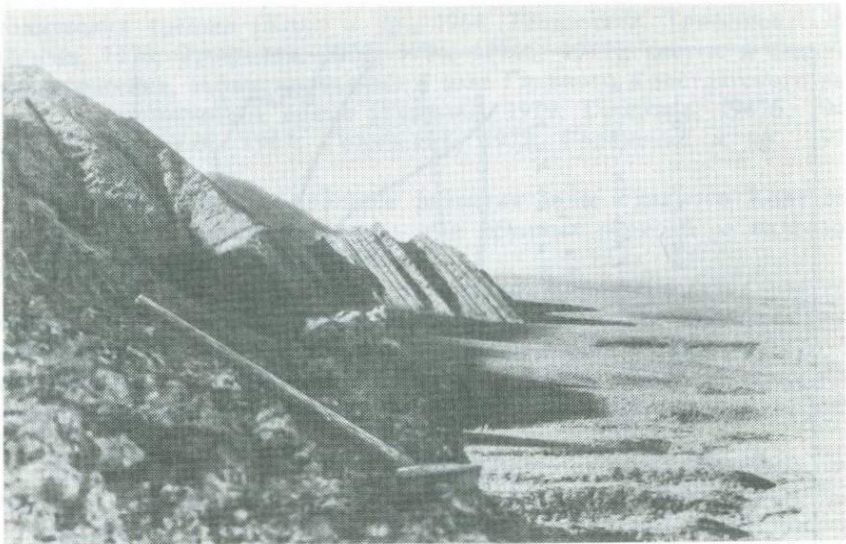


Рис. 14. Крутое залегание нижнемеловых пород (Малый Балхан) в южном крыле Межбалхан-Узбойского поперечного разлома

Конец плиоценового — начало четвертичного времени характеризуется новым усилением тектонических движений по продольным и поперечным разрывам зоны Главного Копетдагского разлома, что подтверждается: 1) вовлечением в процессы складчатости всех отложений вплоть до пород ачкагыльского и апшеронского возрастов, образующих ныне Челекен-Боядагский и Предкопетдагский пояса самой молодой (неоген-четвертичной) складчатости; 2) дальнейшей миграцией "вспарывания" продольных разрывов зоны в юго-восточном направлении, где в районе Ашхабада барремские известняки по разрыву залегают на плиоценовых конгломератах; 3) взбросом по Межбалхан-Узбойскому поперечному разлому Малобалханского горноскладчатого сооружения на Межбалханский грабен с вертикальной амплитудой до 6 км (рис. 14).

Сложившееся в зоне разлома к концу плиоцена соотношение поднятий и погружений сохранялось и в антропогене [Вальбе и др., 1970; Горелов, 1983] (рис. 15) и представляет X-образное [Борисов, 1967] пересечение новейших поднятий (Большой Балхан и Копетдаг) и опусканий (Келькорский и Предкопетдагский прогибы), процесс переработки и достройки которых не окончен и в настоящее время. Показателем этого являются: миграции поднятий и складчатости от внутренних частей горной страны к смежным прогибам [Мирошниченко, 1938; Резанов, 1959; Расцветаев, 1972]; переориентация речного стока с продольного на субмеридиональный (сквозной) [Лузгин, 1970]; увеличение удельного веса дизъюнктивных структурных форм по сравнению со складчатыми [Расцветаев, 1972]; возникновение новых и омоложение древних поперечных структурных форм в связи с процессом горообразования (трансорогенных разломов)

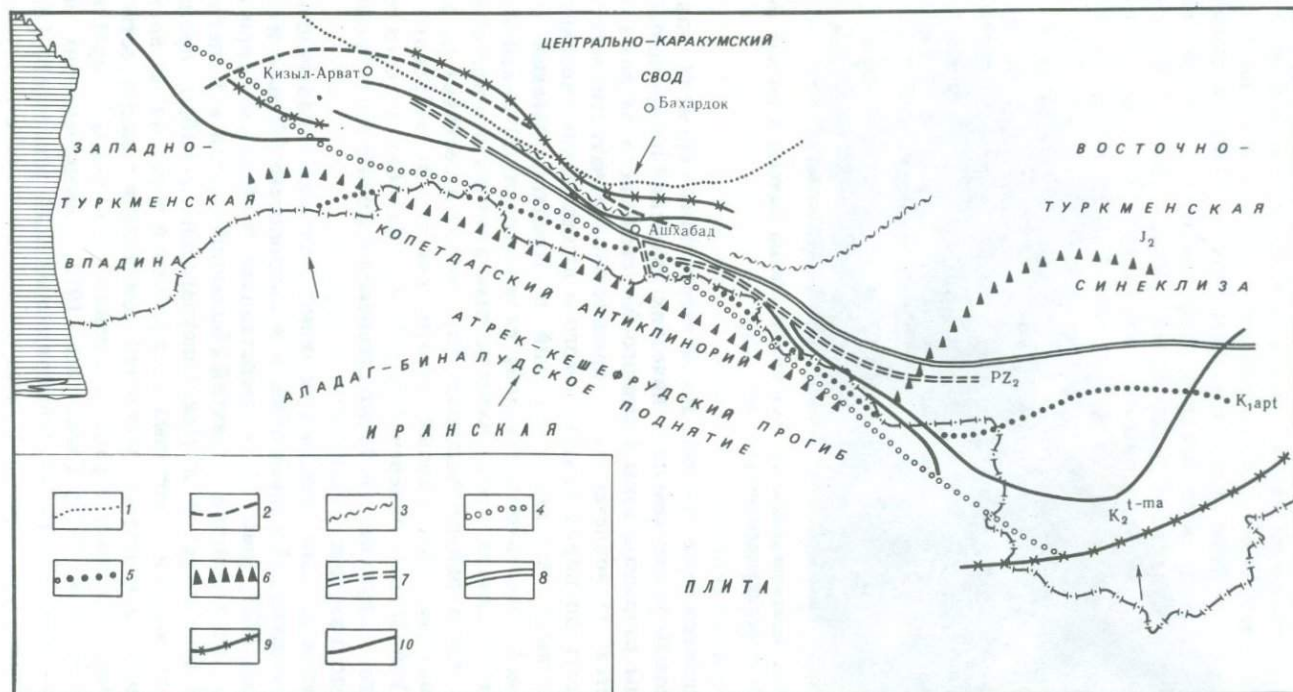


Рис. 15. Схема латеральной миграции зон максимальных погружений земной коры и верхней мантии в пределах Южного Туркменистана [Горелов, 1983]

1 — плиоцен; 2 — палеоген; 3 — плейстоцен; 4 — поздний мел; 5 — ранний мел; 6 — юра; 7 — палеозой; 8 — протерозой; 9, 10 — поверхности: 9 — Мохоровичича, 10 — Конрада

[Костенко, 1972]; широкое развитие новообразований — сейсмостектонических трещин [Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифонов, 1965; Лүзгин, 1970; Трифонов, 1973, 1974, 1976б, 1977]; частые и сильные землетрясения, зафиксированные в зоне Главного Копетдагского разлома в историческое время [Гавеман, 1929; Горшков, 1947б, 1949, 1957; Рустанович, 1967; Голинский, 1972; Голинский и др., 1970; и др.].

Таким образом, в процессе развития зоны Главного Копетдагского разлома можно выделить три крупных периода — палеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Палеозойский период вначале характеризуется растягивающими усилиями на северо-западном фланге зоны с одновременным магматическим инъецированием, мигрирующим с северо-запада на юго-восток — из районов Кубадага и Большого Балхана в пределы северо-восточного обрамления Центральнокопетдагского участка зоны. В конце периода наблюдается сжатие.

Мезозойский период характеризуется волнообразным шарнирным прогибанием северо-восточного и юго-западного обрамлений зоны разлома с накоплением мощной (до 10—15 км) толщи морских миогеосинклинальных осадков, испытывавших в конце периода сжатие и складчатость (ларамийскую).

Кайнозойский период характеризуется преимущественно условиями сжатия, приведшими к горообразованию. Одновременно в смежных прогибах накапливались мощные полифациальные моласовые толщи континентального генезиса [Бирман, Расцветаев, 1967], формировалась современная складчатая и разрывная структура.

Данные о миграции магматизма в зоне разлома с северо-запада на юго-восток и об омоложении продольных разрывов зоны в этом же направлении могут свидетельствовать об общем омоложении зоны разлома в юго-восточном направлении. Анализ развития поперечных нарушений зоны разлома также не противоречит этому предположению.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА

К настоящему времени составлено большое количество разномасштабных схем зоны Главного Копетдагского разлома: тектонических, тектонического районирования, разрывной тектоники, концентраций деформаций и прочих как на отдельные участки исследуемой зоны (В.П. Мирошниченко — Арчман-Нохурский район и Центральный Копетдаг; П.И. Калугин — Передовой хребет Копетдага; Г.И. Каляев — между станциями Бахарден и Искандер; В.Н. Крымус, В.П. Калугин — Центральный Копетдаг; А.Г. Езиашвили — Центральный, Западный Копетдаг и Предкопетдагский прогиб; В.Н. Крымус — Западный и Центральный Копетдаг; Г.И. Амурский, К.В. Тиунов и др. — Большой Балхан; М.Л. Копп, В.П. Калугин — Северо-Западный Копетдаг и др.), так и на всю зону разлома

в целом (Н.И. Андрусов, П.И. Калугин, И.А. Резанов, Ю.Н. Годин, Г.И. Амурский, А.Л. Яншин, Л.Н. Смирнов, Л.М. Расцветаев и др.).

Характерная черта крупно- и среднемасштабных схем отдельных участков зоны — детальная прорисовка осевых линий складок и трасс разрывов, часто с указанием возраста складчатости, реже с определением кинематики и амплитуд разрывов; отличительный признак мелкомасштабных (1:1 000 000 — 1:5 000 000) схем всей зоны в целом — объединение отдельных разрывов в единые продольные и поперечные линии или зоны (часто без определенных границ), отличающиеся структурно и кинематически.

Таким образом, оказывалось, что на крупномасштабных схемах, особенно для небольших участков, особенности строения и кинематики зоны Главного Копетдагского разлома еще не могли быть уловлены в силу детальности построений, а на мелкомасштабных схемах эти же особенности уже не улавливались в силу обобщенности построений, отвечающих той или иной структурной или кинематической концепции. Такое положение приводило к определенным пропускам (пробелам) в информации и к некоторым парадоксам.

К числу парадоксов можно отнести то, что к настоящему времени глубинное строение зоны разлома благодаря работам Г.И. Амурского, С.С. Андреева, В.А. Безгодкова, А.А. Борисова, Ю.Н. Година, А.В. Глазуновой, А.А. Дзабаева, В.Н. Ишугина, З.А. Макаровой, В.А. Орлова, В.И. Лыкова, О.А. Одекова, В.З. Рябого, Б.А. Харикова и других исследователей представляется более ясным и четким, чем геологическая структура приповерхностных горизонтов земной коры, хотя локальные структуры зоны — и разрывные и пликативные — изучены весьма досконально.

В доказательство этого можно привести конкретный пример разночтения в определении такого элементарного параметра зоны разлома, как ширина, которая до 60-х годов не указывалась вообще, затем разные авторы показывали, что ширина зоны Главного Копетдагского разлома достигает десятков километров [Ятченко, 1972], 40—80 км [Амурский, 1966], 20—25 км [Крымус, 1966], а большинство авторов до настоящего времени избегают указывать этот параметр, что может свидетельствовать об отсутствии ясности в ограничении зоны.

Кроме того, начиная с работ В.П. Мирошниченко [1938] и особенно П.И. Калугина [1942, 1945, 1957], подробно рассматриваются различия в строении зоны по простиранию, т.е. поперечная зональность, и только у некоторых авторов, например у Л.М. Расцветаева [1972], выделяется ряд продольных тектонических зон.

Противоречивые данные о строении и кинематике зоны Главного Копетдагского разлома привели к необходимости составления на основе имеющихся крупно- и среднемасштабных карт единой схемы геологического строения зоны Главного Копетдагского разлома на отрезке между городами Красноводск и Душак в масштабе 1:500 000, анализ которой показал, что оптимальным способом

вычленения зоны разлома от окружающих структур и исследования внутренней структуры ее может служить районирование зоны разлома по преобладающему типу разрывов.

Районирование зоны Главного Копетдагского разлома по морфо-кинематическому типу дизъюнктивов

Схема районирования зоны Главного Копетдагского разлома (рис. 16), в основу которой положен принцип выделения отдельных структурных единиц (подзон, участков) по преобладанию в них определенных морфологических и кинематических типов разрывов, позволяет на отрезке между Малым Балханом (на северо-западе) и хребтом Девянкую (на юго-востоке) представить строение и кинематику зоны разлома несколько иначе (по сравнению с предыдущими исследователями) и выделить собственно зону разлома и ее обрамление.

Собственно зона Главного Копетдагского разлома состоит из двух — передовой и тыловой — подзон (см. рис. 16).

Передовая подзона прослеживается с северо-запада на юго-восток от северо-восточной периклинали Кюрендага до Гяурсдага с "разрывом" в районе устья Фирюзинского ущелья и характеризуется преобладанием правосторонних сдвиго-надвиговых (взбросовых) дислокаций — прямолинейных, запад-северо-западного (300°) простирания, среднеплиоценового-среднечетвертичного возраста [Крымус, 1966] (рис. 17, д, з, ж).

Большая северо-западная часть подзоны заключена между взбросовыми частями Кизыл-Арват—Гермабского (на отрезке Кизыл-Арват—Беурме) и Казанджик-Нохурского (на отрезке Казанджик — меридиан Беурме) разрывов, ограничивающих подзону соответственно с северо-востока и юго-запада, и достигает здесь максимальной ширины — 10 км. Центральная часть подзоны (на отрезке меридиан Бахардена — устье р. Фирюзинка) ограничена с северо-востока северо-восточным склоном предгорий Копетдага, с юго-запада — линией притыкания диагональных (северо-западных) разрывов тыловой подзоны к основанию северо-восточного склона Копетдага и выклинивается в районе устья р. Фирюзинка; юго-восточная часть подзоны шириной до 20—30 км ограничена с севера и северо-востока Гяурдагским взбросом, а с юго-запада — Харварским взбросо-сдвигом.

Для северо-восточного ограничения подзоны характерно увеличение взбросовой амплитуды с северо-запада на юго-восток от 1500 м в районе Бами-Коджинской складки, где породы апта контактируют с отложениями сеномана [Кубасов, Карташев, 1970], до 3500 м (максимально 7000 м) в районе Геок-Тепе и пос. Первомайского, где мергели баррема контактируют соответственно с молассовыми отложениями казганчайской (миоцен—плиоцен) и кешинынбаирской (верхний плиоцен) свит (см. рис. 17, з).

Для юго-западного ограничения (по крайней мере, для северо-западной части подзоны) намечаются обратные соотношения: взбросовая амплитуда увеличивается с юго-востока на северо-запад: от

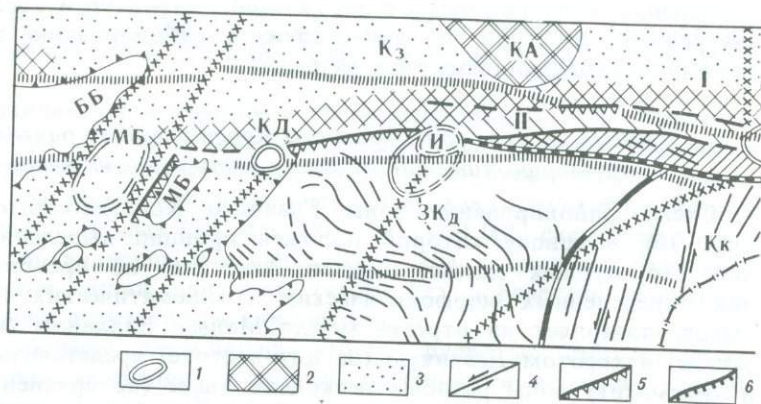


Рис. 16. Схема тектонического районирования зоны Главного Копетдагского разлома по преобладающему морфо-кинematическому типу разрывных нарушений

Подзоны зоны Главного Копетдагского разлома: I — современной фронтальной предразломной переработки, II — сдвиго-взбросовых дислокаций (передовая), III — взбросо-сдвиговых дислокаций (тыловая)

1 — участки тектонического усложнения зоны (МБ — Межбалханский, КД — Кизылджабаирский, И — Искандерский, А-Н — Арчман-Нохурский, А — Ашхабадский (Несско-Первомайский); обрамление зоны разлома: северо-восточное (Предкопетдагский прогиб); 2 — выступы (КА — Кизыларватский, О — Оюклинский), 3 — впадины (Кз — Казанджикская, Б-А — Бами-Ашхабадская, Кк — Каахкинская); юго-западное: Кк — Каракалинская подзона левосдвиговых дислокаций, ЗКд — Западно-Копетдагская подзона гофрированных дислокаций; 4 — сдвиги; 5 — взбросы; 6 — надвиги; 7, 8 — разрывы фундамента: 7 — продольные, 8 — поперечные; 9 — линейменты; 10 — границы зон; 11 — границы подзон; 12 — контуры горноскладчатых сооружений (ББ — Большой Балхан, МБ — Малый Балхан, ЗКд, ЦКд, ВКд — Западный, Центральный, Восточный Копетдаг)

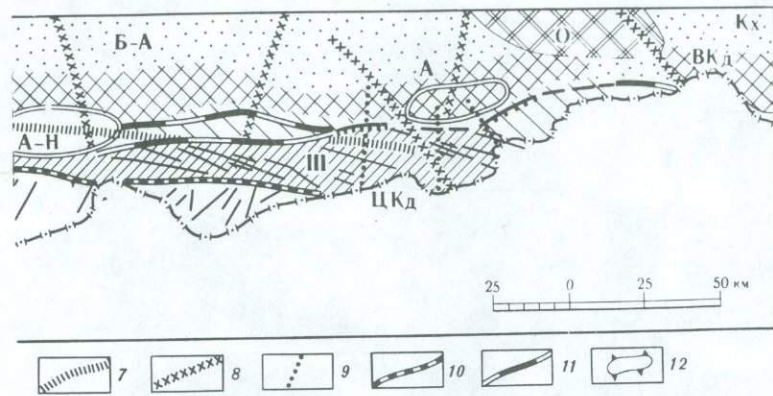
нескольких сотен метров на меридиане Беурме, где нарушены отложения нижнего мела, до 1500 м в районе Казанджика, где породы неокома контактируют с палеогеном и миоценом [Копп, 1971] (см. рис. 17, д).

В целом для подзоны характерно увеличение взбросовых составляющих амплитуд с северо-запада на юго-восток от 1500—3000 м в районе Казанджика до 3500—7000 м в районе Ашхабада.

Подзона сложена в основном третичными породами, смятыми в результате нижнемиоценовой и послекачагыльской складчатостей [Расцветаев, 1972] в системы приподнятых предгорных складок, которые можно разделить на брахиформные складки доакчагыльского [Ятченко, 1972] возраста, ориентированные согласно с запад—северо-западным простиранием подзоны (Джинахир-Арчманский блок); моноклиальные гряды — Куручайская, Актепинская, Халацкая (рис. 18) и антиклинальные складки Ашхабадского (Кешининбаирская, Гяминская) и Каахкинского района более молодого — неоген-четвертичного возраста ориентированы субширотно, т.е. косо к генеральному простиранию подзоны.

Для северо-восточного ограничения подзоны характерно широкое развитие современных разрывных дислокаций и сейсмодислокаций, нарушающих элементы ландшафта и различные сооружения.

Тыловая подзона прослеживается с северо-запада на юго-восток, начинаясь в районе станции Искандер и постепенно расши-



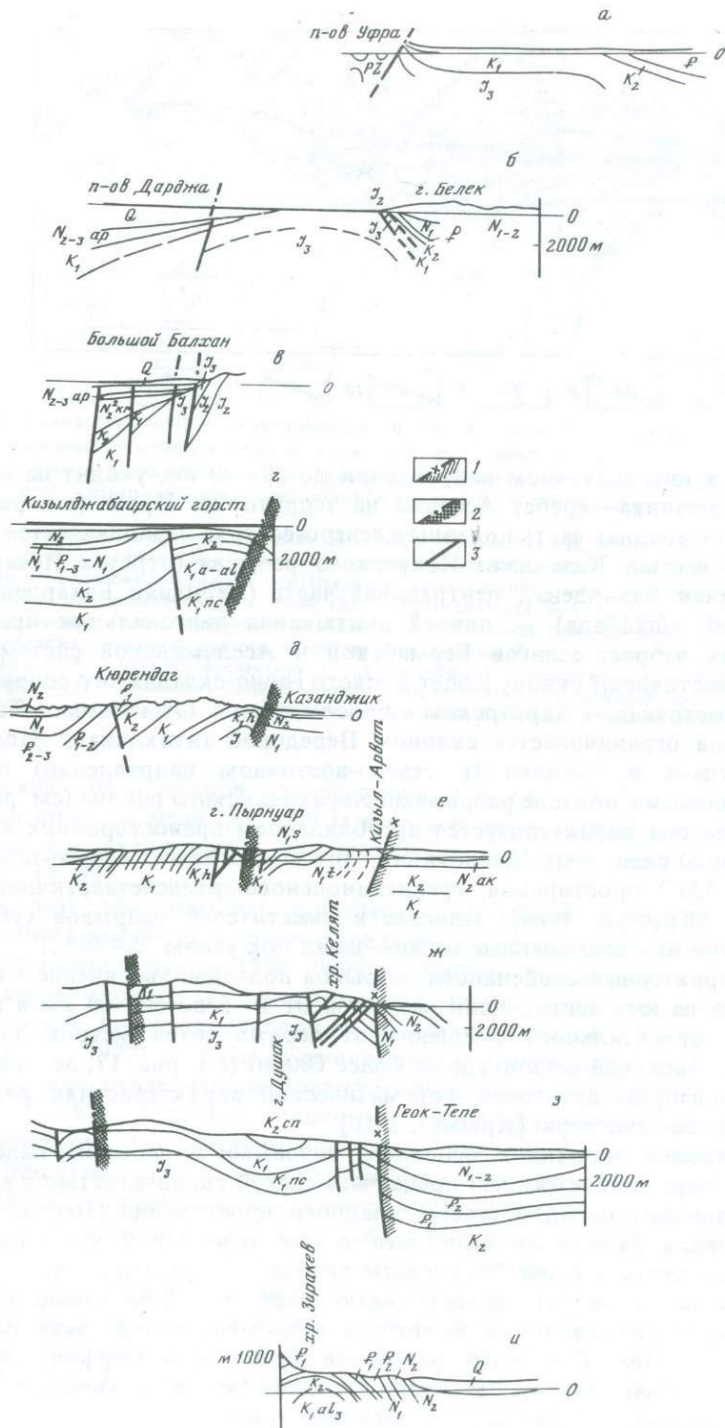
ряясь в юго-восточном направлении до 20—30 км, уходит на отрезке р. Фирюзинка—хребт Асельма на территорию Ирана (см. рис. 16). Северо-западная часть подзоны с северо-востока ограничивается взбросовой частью Казанджик-Нохурского разрыва (отрезок Искандер—меридиан Бахардена), центральная часть (меридиан Бахардена—меридиан Ашхабада) — линией притыкания диагональных правосторонних взбросо-сдвигов Гермабской и Асельминской систем к северо-восточному склону Копетдагского горно-складчатого сооружения, юго-восточная — Харварским взбросо-сдвигом. С юго-запада Тыловая подзона ограничивается склоном Передовой антиклинали Западного Копетдага и торцово (в северо-восточном направлении) прилегающими к подзоне разрывами Каракалинского района (см. рис. 16).

Подзона характеризуется преобладанием правосторонних взбросо (надвиго)-сдвиговых дислокаций, прямолинейных, северо-западного ($320-330^\circ$) простирания, среднеплиоценово-среднечетвертичного возраста [Крымус, 1966]. Плоскости сместителей разрывов субвертикальные или наклоненные на юго-запад под углом $75-80^\circ$.

Характерные особенности разрывов подзоны: увеличение с северо-запада на юго-восток длин разрывов от 1—5 до 50—60 км и амплитуд горизонтального смещения от первых сотен метров до 6 км (при взбросовой амплитуде не более 600 м) (см. рис. 17, ж, з) и изменение взбросо-сдвиговой кинематической характеристики разрывов на сбросо-сдвиговую [Крымус, 1966].

Подзона сложена в основном меловыми и частично палеогеновыми породами, смятыми преакчагыльской складчатостью в высокоприподнятые складки северо-западного простирания (Передовая антиклиналь Западного Копетдага в северо-западной части подзоны и цепь антиклиналей Передового хребта Центрального Копетдага в центральной части), разворачивающиеся в субширотные складки Главного антиклинория Копетдага в юго-восточной части подзоны (см. рис. 16). При этом развороте меняется и морфология складок от гребневидных в северо-западной части подзоны до пологих, местами коробчатых — в юго-восточной.

Таким образом, для зоны в целом характерно: встречное вы-



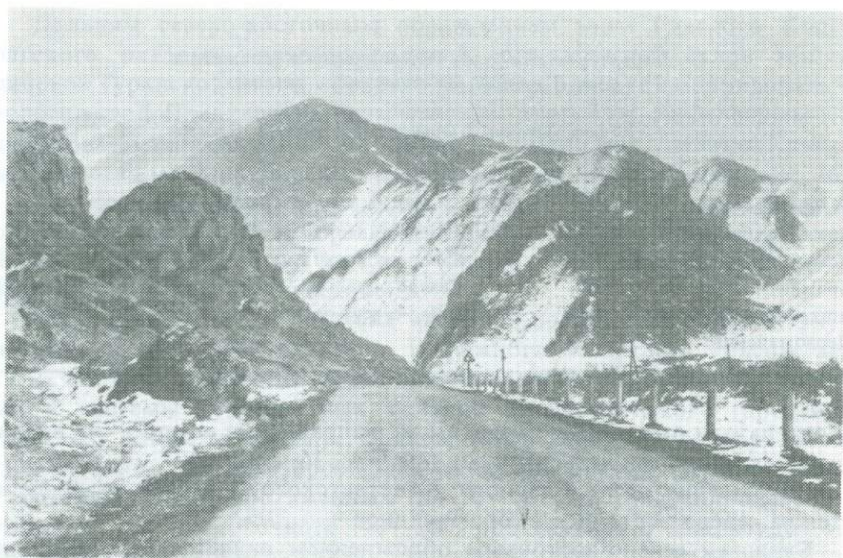


Рис. 18. Крутое залегание (угол падения 62°) миоценовых конгломератов в зоне Главного Копетдагского разлома (Халацкая моноклираль)

клинивание Передовой (с северо-запада на юго-восток) и Тыловой (с юго-востока на северо-запад) подзон, протяженность не менее 350—400 км (Казанджик—Душак), ширина 15—30 км; продольная внутренняя асимметрия, выраженная в увеличении взбросовых и сдвиговых перемещений с северо-запада зоны на юго-восток, и увеличение в этом же направлении протяженности сдвигов Тыловой подзоны, в разном наклоне уровня зеркала складчатости меловых пород подзон с юго-востока на северо-запад: от 1000 до 500 м в Передовой и от 2500 до 900 м в Тыловой; линзовидная (или клиновидная) форма подзон; различный возраст складчатости — нижнемиоценовый и послекачагыльский в Передовой подзоне, и прекачагыльский — в Тыловой; развитие участков усложнения структуры зоны разлома — Межбалханского, Кизылджабаирского, Искандер-Эйшемского, Арчман-Нохурского, Несско-Первомайского (Ашхабадского), резко прерывающих простираение конкретных разрывов обеих подзон и характеризующихся четкой геоморфологической выраженностью в виде впадин в современном горном рельефе зоны, повышенной раздробленностью геологической структуры, неупорядоченным (дезорientированным) простираением и смешанными кинематическими типами разрывов, изометричными очертаниями в плане, уменьшением с юго-востока на северо-запад размеров в поперечнике и от-

Рис. 17. Геологические разрезы вкрест простираения зоны Главного Копетдагского разлома. Составил А.И. Полетаев (по данным Ф.Я. Жукоборского, В.П. Калугина, М.Л. Коппа, В.Н. Крымуса, М.К. Мирзаханова, А.К. Симакова)

Ветви Главного Копетдагского разлома:

1 — северо-восточная, 2 — юго-западная, 3 — прочие разрывы

Таблица 3

**Характеристика узлов тектонического усложнения
зоны Главного Копетдагского разлома**

Узел	Длина, км	Ширина, км	Ориентировка длин- ной оси	Форма рельефа	Возраст пород
Межбалханский	30	15	Северо-восточная	Отрицательная	N—Q
Кизылджабаирский	7	5	Северо-западная	Положительная	N—Q
Искандер—Эйшемский	15	10	Северо-восточная	Отрицательная	K ₂ —N ₂ ³
Арчман-Нохурский	40	15	Северо-западная	"	K ₁ —Q
Ашхабадский (Несско- Первомайский)	45	10	Запад-северо-запад- ная	"	K ₁ —Q

носителем омоложения в этом же направлении пород — от нижне-меловых до неоген-четвертичных (см. рис. 16, табл. 3).

Обрамление зоны Главного Копетдагского разлома подразделяется на северо-восточное и юго-западное.

Ближним северо-восточным обрамлением является юго-западный крутой борт Предкопетдагского прогиба, сложенного грубообломочными отложениями неоген-четвертичных моласс, интенсивно перерабатываемых новейшими и современными пликативными и дизъюнктивными процессами.

Здесь, в полосе Копетдагских предгорий и Подгорной пролювиальной равнины, между городами Казанджик и Душак на протяжении 400 км наблюдается интенсивная сеть современных разрывных дислокаций различных кинематических типов, иногда диагностируемых и как сейсмодислокации [Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифионов, 1965; Трифионов, 1973, 1974, 1976а,б, 1977, 1980], и системы молодых локальных новейших поднятий предгорной равнины Копетдага [Расцветаев, 1972] типа Каахкинского, Изгантского, Эларватского и др.

Характерной особенностью структурного рисунка рассматриваемой территории является, по данным Л.М. Расцветаева [1972], кулисное расположение отдельных складок, свидетельствующее о наличии здесь правосдвиговых деформаций, подтверждаемых изучением кинематики современных разрывных дислокаций [Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифионов, 1965; Трифионов, 1974, 1976а, б, 1980], среди которых резко выделяются протяженные правосдвиговые дислокации северо-западного простирания.

Сплошное развитие полосы молодых пликативных и дизъюнктивных дислокаций шириной от 10 км на северо-западе до 15—20 км на юго-востоке, протягивающейся вдоль северо-восточных склонов Копетдагского горноскладчатого сооружения и непосредственно примыкающей к северо-восточному ограничению собственно зоны Главного Копетдагского разлома, может свидетельствовать о наличии здесь подзоны активной современной фронтальной предразломной (или предкопетдагской) переработки внутреннего борта Предкопетдагского прогиба.

Дальним северо-восточным обрамлением зоны Главного Копетдагского разлома является пологий юго-западный склон эпигерцинской Туранской плиты, образованный Бахардокской моноклиной, осложненной Предкопетдагским краевым прогибом, разделенным Кызыл-Арватским и Оюклинским платформенными выступами на Казанджикскую, Бами-Ашхабадскую и Каахкинскую депрессии (см. рис. 16).

Юго-западное обрамление зоны Главного Копетдагского разлома образовано двумя, резко различающимися морфологией и кинематикой разрывов, зонами: Западно-Копетдагской (на северо-западе) и Каракалинской (на юго-востоке).

Каракалинская подзона входит в состав приподнятых внутренних складок Центрального и Южного Копетдага [Расцветаев, 1972], сложена преимущественно нижнемеловыми отложениями, смятыми в системы субширотных складок предтортонского (предкараганского) возраста [Крымус, Лыков, 1972]. Для подзоны характерно преобладание левых взбросо-сдвиговых дислокаций [Крымус, 1966; Расцветаев, 1966], протяженных (до 50—60 км), среднеплиоценового возраста, северо-восточного (40—50°) простирания с амплитудой горизонтального перемещения до 5 км, вертикального — не более 0,4 км, с крутыми (75—80°) плоскостями сместителей, падающими к юго-востоку [Крымус, 1966].

Для подзоны, с одной стороны, характерно плавное ответвление субширотных складчатых структур от основного северо-западного простирания складчатой структуры Тыловой подзоны собственно зоны разлома, а с другой — резкое торцовое сочленение взбросо-сдвигов северо-восточного простирания с общим северо-западным простиранием зоны разлома и аналогичным простиранием взбросо-сдвигов Тыловой подзоны (см. рис. 16).

Линия торцового причленения указанных разрывов и является северо-восточным ограничением Каракалинской подзоны юго-западного обрамления зоны Главного Копетдагского разлома.

Северо-западная граница Каракалинской подзоны совпадает с соответствующей границей области приподнятых внутренних складок и проводится по северо-западной границе Шарлоук-Ходжакалинской зоны левосдвиговых деформаций [Расцветаев, 1972], ряд дислокаций которой упирается в Арчман-Нохурский тектонический узел, являющийся своеобразной осью асимметрии зоны Главного Копетдагского разлома.

Западно-Копетдагская подзона юго-западного обрамления зоны Главного разлома совпадает с областью погруженных складок Западного Копетдага [Расцветаев, 1972] и сложена третичными и меловыми породами, как нигде в Копетдаге интенсивно смятыми до и послеакчагыльской складчатостью в складчатые структуры северо-восточного простирания. Они обычно наклонены и опрокинуты к юго-востоку или северо-западу [Крымус, Лыков, 1972], среди них часто наблюдаются гемиянтиклинали с крутоныряющими в юго-западном направлении шарнирами [Копп, 1971].

В данной подзоне геолого-съемочными работами 70-х годов [Копп, 1971; Копп и др., 1976; Ятченко, 1972], (В.П. Калугин, 1972 г.)

выявлено большое количество разрывов широкого (турон—акчагыл) возрастного интервала, разноориентированных (извилистых) простираний и различной кинематики: сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы. Они находятся в тесной парагенетической связи со складками [Копп, 1971] и образуют специфический, нигде больше в зоне Главного разлома не встречающийся структурный рисунок, который можно определить как гофрированный (см. рис. 16).

В целом Западно-Копетдагская подзона может рассматриваться как антипод предыдущей — Каракалинской, так как соотношения их складчатых и разрывных структур со структурами зоны Главного разрыва обратные. В Каракалинской подзоне к зоне Главного разлома торцово причленяются разрывные дислокации, а складчатые сопрягаются более менее плавно; в Западно-Копетдагской — наоборот, разрывные дислокации простираются в целом параллельно (несколько под углом) к зоне Главного разлома, зато складчатые подходят к зоне разлома чуть ли не под прямым углом (см. рис. 16).

Выделенные и рассмотренные выше подзоны Главного Копетдагского разлома и его обрамления продолжают на юго-восток в пределы Ирана, находя возможное продолжение: Передовая подзона — в Восточно-Копетдагской флексурной зоне (см. рис. 17, и), Тыловая — в Северо-Кучанской и, возможно, в Южно-Копетдагской [Расцветаев, 1973] зонах концентраций правосдвиговых деформаций, Каракалинская — в эльбурских дислокациях северо-восточного простирания.

На северо-западе рассмотренные выше структурные единицы зоны Главного разлома резко обрываются грабеном Межбалханского коридора (см. рис. 14, 16) и далее на северо-запад в пределы Большого Балхана и Кубадага непосредственно в геологической структуре не прослеживаются, хотя имеются данные [Тиунов, 1966], не исключающие возможности продолжения плоскости Казанджик-Нохурского разрыва, проходящего вдоль северо-восточного склона Малого Балхана, далее — на Ляммабурунский участок юго-западного крыла Большебалханской мегантиклинали. На этом участке выходы верхнеюрских известняков и мощная (до 100 м) зона дробления пород могут, вероятно, представлять фрагмент юго-западного (висячего?) крыла предполагаемого продолжения этого разрыва, что нашло отражение на "Тектонической карте нефтегазоносных областей юга СССР" [Кравченко и др., 1973].

Трещиноватость, микронарушения и тектонические поля напряжений

Данные о трещиноватости отдельных участков рассматриваемой зоны опубликованы [Маилян, 1969; Расцветаев, 1966; Копп, 1971]. Материалов, посвященных описанию и анализу пликативных и дизъюнктивных микронарушений рассматриваемой зоны в целом или ее отдельных участков, обнаружить не удалось.

Более всего изучены тектонические поля напряжений, действующих в зоне разлома. Приоритет в решении этой проблемы в изу-

чаемом районе принадлежит Г.П. Горшкову [1947а], работы которого продолжили Л.М. Расцветаев [1966, 1969б] и М.Л. Копп [1971].

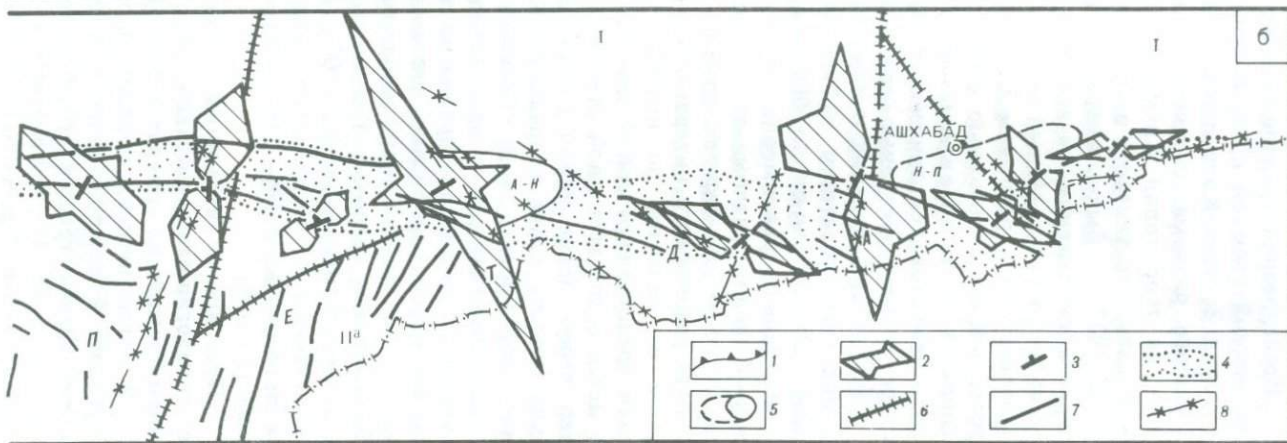
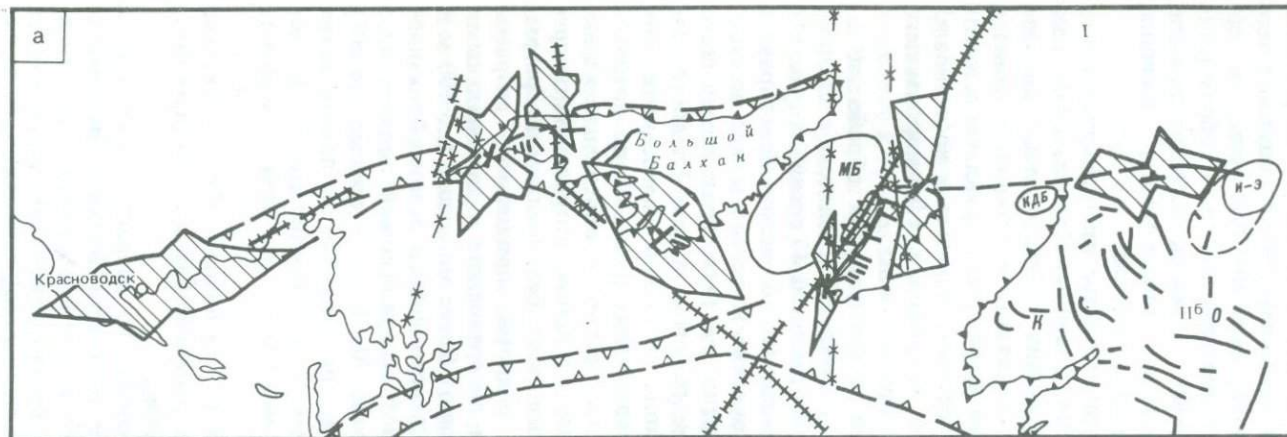
Исследования трещиноватости и микронарушений попутно с геологической съемкой проводились автором в 60—70-х годах на территории Западно-Копетдагской подзоны юго-западного обрамления Главного разлома; специальное изучение трещиноватости проводилось на территории Арчман-Нохурского узла, Большого Балхана, Кубадага, Келятинского и Фирюзинского участков.

В 1977 г. были замерены трещиноватость, микронарушения и зеркала скольжения, развитые в зоне Главного Копетдагского разлома на отрезке Малый Балхан—станция Гяурс, с целью анализа сопутствующих разрывам зон трещиноватости и микронарушений и установления с помощью обработки изученных зеркал скольжения кинематических характеристик конкретных разрывов и восстановления элементов тектонического поля напряжения, сформировавшего современные структурные черты исследуемой зоны.

Результаты полевых наблюдений и камеральной обработки замеров трещиноватости и "зеркал скольжения" сводятся к следующему. Обработано около 2000 замеров трещин на 40 станциях (рис. 19), относительно равномерно расположенных по всему простиранию зоны Главного разлома от г. Красноводска на северо-западе до станции Гяурс на юго-востоке; изучена трещиноватость практически всего стратиграфического интервала пород, развитых в зоне Главного разлома от палеозоя до неогена; около половины замеренных трещин представляют собой зеркала скольжения (рис. 20), по которым удастся с той или иной степенью достоверности определить характер перемещения пород в плоскости трещины; интенсивность трещиноватости резко возрастает вблизи всех без исключения разрывов, образующих зону Главного разлома; продольные разрывы запад-северо-западного простирания по сравнению с диагональными северо-западного простирания обладают более мощными (до 100 м и более) зонами дробления, местами переходящими в зоны брекчирования, пропитанные кварц-кальцитовой минерализацией; подавляющее большинство сколовых трещин (около 70—80%) — крутые (до 60°) или субвертикальные (60—90°); по ориентировке в пространстве встречаются трещины: северо-западного простирания (до 30%), субмеридионального (25—27%), северо-восточного (до 25%), субширотного (до 20%).

Простирание изученных трещин определенным образом связано с литологическим составом пород, нарушаемых ими, и простиранием ближайших конкретных разрывов.

В магматических породах палеозойского возраста, развитых на Кубадаге и северо-западном крыле Большого Балхана, намечается преобладание трещин субширотного и северо-восточного простираний (см. рис. 19), совпадающих с простиранием западного фланга субширотного Красноводск-Белекского разрыва фундамента и северо-восточного фланга Челекен-Белекского разрыва фундамента. В терригенных породах среднеюрского возраста, развитых на северо-западном крыле и в ядерной части Большого Балхана, преобла-



дают трещины субмеридионального простираения (см. рис. 19), совпадающего с простираением развитых здесь разрывов геологической структуры. В карбонатных породах позднеюрского возраста (Кубадаг, Лямма-Бурунский участок Большого Балхана) доминируют трещины субмеридионального простираения, отражая, вероятно, простираение субмеридионального Джебельского разрыва фундамента. В неокомских породах, слагающих юго-западные висячие крылья продольных разрывов Тыловой подзоны Главного разлома и наиболее полно (по сравнению с породами других стратиграфических интервалов) охарактеризованных замерами и изучением сколовых трещин на отрезке между хребтами Малый Балхан (на северо-западе) и Гяурсадаг (на юго-востоке), прослеживается изменение преобладающих простираений трещин: субширотные и северо-восточные простираения трещин Малого Балхана сменяются северо-западным простираением трещин на отрезке Казанджик—Кызыл-Арват, которые сменяются северо-восточными простираениями в районе станции Кодж, затем доминируют субмеридиональные простираения Арчманского, Геоктепинского и Ашхабадского участков, которые сменяются субширотными трещинами Гяурсадага (см. рис. 19). Зоны диагональных разрывов Гермабской и Асельминской систем Тыловой подзоны разлома характеризуются преобладанием субширотно ориентированных трещин.

Для апт-альбских песчано-глинистых отложений северо-западного крыла Большого Балхана характерно преобладание субмеридионально ориентированных трещин, для одновозрастных пород Копетдагского фланга зоны характерны субширотные и северо-западные простираения трещин, совпадающие с генеральным простираением зоны разлома. Верхнемеловые отложения Малого Балхана рассечены трещинами преимущественно северо-восточного простираения, совпадающего с простираением намеченного здесь Чалсу-Джойракского линеймента (см. рис. 19), а одновозрастные породы северо-восточного склона Кюрендага — субширотными, северо-западными и северо-восточными. Для трещин новейших отложений Передовой подзоны Главного разлома характерны различные — северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное простираения, а в неогеновых конгломератах хребта Халац появляются субширотно ориентированные трещины.

На наиболее представительных станциях (число замеров — 100) в районе Арчман-Нохурского узла и устья р. Фирюзинки выявляется резкое преобладание меридионально и субмеридионально

Рис. 19. Розы-диаграммы простираений трещин в зоне Главного Копетдагского разлома

Обрамления зоны разлома. I — северо-восточное, II — юго-западное: Ia — Каракалинская подзона левосдвиговых дислокаций, Ib — подзона гофрированных дислокаций северо-западного Копетдага;

1 — контуры горноскладчатых сооружений; 2 — розы-диаграммы простираений трещин; 3 — элементы залегания пород; 4 — зона Главного Копетдагского разлома; 5 — участки усложнения тектонической структуры зоны разлома (МБ — Межбалханский, КДБ — Кызылджабаирский, И-Э — Искандер-Эйшемский, А-Н — Арчман-Нохурский, Н-П — Неско-Первомайский); 6 — разрывы фундамента; 7 — разрывы поверхностной геологической структуры; 8 — линейменты, отщипфированные по топониме

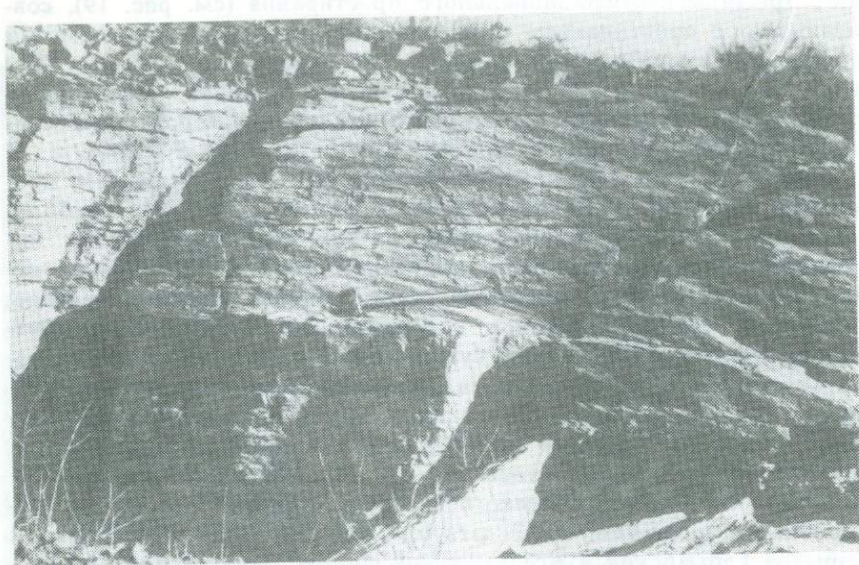


Рис. 20. Пример "зеркала скольжения" в плоскости Гермабского правого взбросо-сдвига: азимут падения плоскости 224° , угол падения 60° , наклон штриховки 30°

ориентированных трещин (см. рис. 19), что ярко подчеркивает резкое несовпадение преобладающих простираний трещин, секущих неоккомские отложения висячего крыла Тыловой подзоны Главного разлома с простиранием $300\text{—}310^\circ$.

Общими характерными особенностями трещиноватости зоны Главного Копетдагского разлома являются:

1. Повсеместное развитие, начиная от наиболее "компетентных" карбонатных пород неокома Тыловой подзоны разлома и кончая пластичными глинистыми отложениями палеогена Западно-Копетдагской подзоны юго-западного обрамления зоны разлома и неогеновыми конгломератами Передовой подзоны разлома. Изученные трещины в пластичных толщах палеогена подтверждают выводы М.Л. Коппа [1971], Л.Д. Ятченко [1972] и В.П. Калугина (1972 г.) о широком развитии "хрупких" разрывных деформаций в пластичных толщах данного района.

2. Доминирующие простирания трещин на отдельных станциях или группах станций часто не совпадают с генеральным простиранием зоны разлома или с простиранием "соседних" (близких) разрывов геологической структуры, значительно отклоняясь от них и совпадая с простираниями или разрывов фундамента или линейментов, отдешифрованных по топооснове или космическим снимкам.

Разрывные (рис. 21) и складчатые микронарушения размером от сантиметра до первых метров широко развиты по всему простиранию зоны разлома и его юго-западного обрамления. Они специальному анализу не подвергались, но можно предполагать широкое развитие микронарушений по всему стратиграфическому интервалу

отложений, слагающих зону разлома, практически полное морфологическое подобие микроскладчатых форм макроскладчатым и широкий кинематический диапазон микроразрывов — сбросов, взбросов, надвигов, сдвигов и их взаимопереходных сочетаний, сопровождающих аналогичные по кинематике продольные и диагональные основные нарушения зоны разлома.

Сколовые трещины, имеющие на своих плоскостях зеркала скольжения, по которым достаточно уверенно можно диагностировать направление и характер перемещения нарушенных ими пород, составляют около 50% от общего числа замеренных и изученных трещин и подчиняются закономерностям, описанным выше для сколовых трещин без следов перемещения.

Основные кинематические типы трещин, характерные для зоны Главного Копетдагского разлома (лево- и правосторонние сдвиго-взбросы, взбросо-сдвиги, сбросо-сдвиги и сдвиго-сбросы), развиты в пространстве относительно равномерно, так как каждый из названных типов достигает в среднем 25% от общего числа замеренных трещин на каждой станции, что не подтверждает вывод о широком развитии северо-западных трещин со следами правосторонних смещений при приближении к Передовой подзоне [Маилян, 1969].

В резко угнетенном состоянии находятся трещины с чисто надвиговыми и взбросовыми, равно как и чисто сбросовыми и сдвиговыми перемещениями. Следует подчеркнуть, что первые два типа трещин наиболее часто встречаются на Ляммабурунском и Белек-Карайманском участках Большого Балхана, отражая широко развитые здесь надвиговые дислокации, установленные в последнее время.

Второй особенностью зеркал скольжения является относительно равномерное развитие лево- и правосторонних перемещений, что противоречит выводам Л.М. Расцветаева [1966, 1972] о неравномерном развитии правых и левых сдвигов и об угнетенном состоянии последних в геологической структуре зоны разлома и Копетдага в целом.

Третья особенность заключается в наличии обратных перемещений в плоскости одного и того же зеркала скольжения, например, по правой сдвиго-взбросовой штриховке наблюдается левая сдвиго-взбросовая и наоборот, что может свидетельствовать о более сложном неоднозначном характере перемещения по плоскости одной и той же сколовой трещины. Это, в свою очередь, указывает на возможные изменения динамической обстановки формирования трещин скола в зоне и соответственно самой зоны в целом.

Подтверждением последнего тезиса может служить четвертая особенность изученных зеркал скольжения — изменение (вращение) простираций различных кинематических типов перемещений в пространстве. Так, правосдвиговое смещение, ориентированное, как правило, в северо-западном направлении, может простирается и в субмеридиональном, и в субширотном, и в северо-восточном направлениях. Это неизбежно приводит к мысли о возможном изменении (вращении) в пространстве осей максимального сжатия и растяже-

ния, с одной стороны, о возможной относительной разновозрастности одних и тех же кинематических типов перемещений, — с другой, и о возможности кинематически различных подвижек в плоскости одного и того же нарушения, — с третьей.

Обработка замеренных элементов зеркал скольжения по методике М.В. Гзовского [1963] для Кубадаг-Балханского фланга и по методике О.И. Гущенко для Копетдагского фланга зоны Главного разлома⁶ показала, что в целом для зоны Главного Копетдагского разлома характерно субмеридиональное сжатие с большим разбросом углов наклона оси главного нормального сжатия от субгоризонтальных (5°) до субвертикальных (до 60°) на Кубадаг-Балханском фланге, от 30 до 70° — на центральном участке между городами Казанджик и Ашхабад и от 5 до 55° — на юго-восточном (Восточно-Копетдагском) фланге зоны разлома. Это подтверждает теоретические предположения о формировании структур Копетдага, а значит и зоны Главного Копетдагского разлома в условиях меридионального направления сил в мощных толщах геосинклинали [Огнев, 19376], меридионального максимального стресса [Калаяев, 1945; 1946; Калугин, 1945] и имеющиеся данные Л.М. Расцветаева [1966, 1972, 1973] и М.Л. Коппа [1971].

Однако в поле доминирующего субмеридионального сжатия имеются участки, например Арчманская гряда северо-западного простираия, сложенные миоценовыми (тортон) известняками, испытывающими юго-запад—северо-восточное сжатие ($\sigma_3=245 \angle 65$), о котором писал еще К.И. Богданович [1887а]. Этот факт полностью согласуется с выводом Г.П. Горшкова [1947а], что стресс, т.е. давление (или, еще лучше, движение масс) направлено всюду по линии, нормальной к основному тектоническому направлению, которое, в свою очередь, определяется расположением осей пликвативных структур.

На юго-восточном фланге Тыловой подзоны Главного разлома, в районе Чулинского тектонического узла, на северо-западных окончаниях правых диагональных взбросо-сдвигов Асельминской системы в терригенно-карбонатных породах аптского возраста намечается северо-западное субгоризонтальное сжатие (см. рис. 19) с $\sigma_3=138 \angle 25$. Оно аналогично северо-западному сжатию, зафиксированному автором в верхнеюрских известняках Ляммабурунского участка юго-западного крыла Большого Балхана ($\sigma_3=310 \angle 70$), в известняках готерива на северо-западном крыле хребта Малый Балхан ($\sigma_3=340 \angle 30$) и на северо-западе Западно-Копетдагской подзоны юго-западного обрамления зоны Главного разлома [Расцветаев, 1966; Копп, 1971].

Аномальное распределение осей главных нормальных напряжений с вертикальным сжатием ($\sigma_3=90^\circ$) и горизонтальным растяжением ($\sigma_1=10 \angle 0$) намечается, к сожалению, по небольшому количеству замеров в барремских известняках висячего юго-западного крыла Гяурсдагского взброса (см. рис. 19).

Полученные результаты изучения замеренных зеркал скольжения

⁶ Обработка замеров выполнена А.В. Копп, интерпретация диаграмм сделана А.Л. Стромом.

позволяют констатировать, что на фоне общего (или "Главного" — по терминологии Л.М. Расцветаева) поля субмеридионального сжатия, преобладающего в зоне Главного Копетдагского разлома, намечаются частные поля северо-западного продольного (юго-западное крыло Большого Балхана, северо-западный склон Малого Балхана, Чулинский тектонический узел), поперечного северо-восточного (Арчманская гряда) и даже вертикального (Гяурсдаг) направлений. Это подтверждает выводы Л.М. Расцветаева [1966, 1972, 1973] о распределении полей напряжений для Копетдага в целом и может свидетельствовать о разложении поля общего субмеридионального сжатия применительно к конкретной геологической обстановке на второстепенные (северо-западного и северо-восточного простираний) поля напряжений, ориентированные по отношению к направлению общего поля под углом 45° , а по отношению друг к другу — под углом 90° , что впервые для Копетдага показал Г.П. Горшков [1947а].

Сопоставление сети разрывов с моделями трещин скалывания в условиях больших деформаций

Была сопоставлена сеть разрывов Центрально-Копетдагского участка зоны Главного Копетдагского разлома, образованная торцовым и диагональным приращением правосторонних взбросо-сдвигов северо-западного ($320-330^\circ$) простирания (Гермабская система разрывов Тыловой подзоны) и левосторонних взбросо-сдвигов северо-восточного (70°) простирания (система разрывов Каракалинской подзоны юго-западного обрамления зоны) (см. рис. 16), с сетью трещин, полученной в образцах каолиновой глины при ее двустороннем сдавливании (рис. 22) в опытах, проведенных Т.М. Гептнер [1970].

Результаты сопоставления свидетельствуют об определенном морфологическом подобии природных разрывов и искусственных трещин. Это доказывается равенством углов: между основными продольными и поперечными системами нарушений и направлением сжатия: $50-60^\circ$ для северо-восточных разрывов и трещин, $30-40^\circ$ — для северо-западных⁷; между основными системами нарушений — $70-90^\circ$; между основными системами нарушений (трещины первой генерации, по терминологии Т.М. Гептнер) и второстепенными (трещины второй генерации) — $20-30^\circ$ (см. рис. 22).

Морфологическое подобие природных разрывов и трещин модели может, в свою очередь, свидетельствовать и о возможном генетическом сходстве рассматриваемых нарушений. В этом случае данные моделирования трещин скалывания в условиях больших напряжений [Гептнер, 1970] подтверждают представление о главном субмеридиональном общем поле напряжения, в условиях которого образовались разрывы как собственно зоны Главного разлома, так и его юго-западного обрамления. Появление трещин только при 10%-ном сокращении глины может указывать как минимум на 10%-ное сокращение пространства, или, другими словами, 10%-ное уменьше-

⁷ Для модели страны света условны и соответственны расположению стенок ящика.

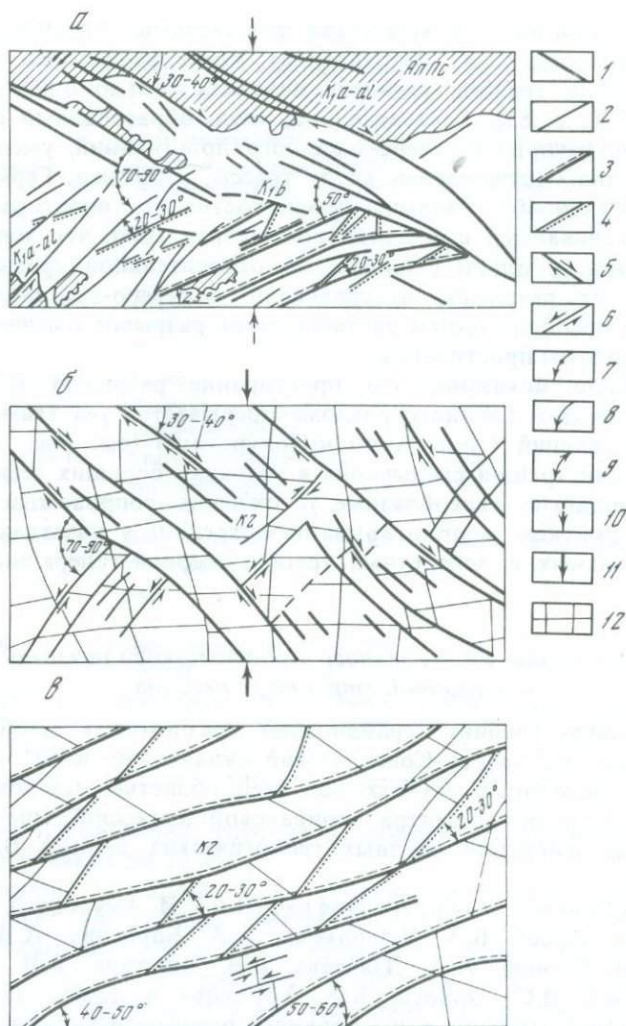


Рис. 22. Морфологическое подобие природной сети разрывов Центральнокопетдагского участка зоны Главного Копетдагского разлома (а) и моделированных трещин скальвания (б, в) в условиях больших деформаций [Гептнер, 1970]

1, 2 — основные системы разрывов и трещин простираний: 1 — северо-западного, 2 — северо-восточного; 3, 4 — второстепенные диагональные разрывы и трещины: 3 — первой генерации, 4 — второй генерации; 5, 6 — сдвиги: 5 — правосторонние, 6 — левосторонние; 7-9 — углы между: 7 — основными системами разрывов и трещин, 8 — основными системами разрывов и трещин и направлением сжатия, 9 — основными и второстепенными разрывами; 10, 11 — направление сжатия: 10 — предполагаемое, 11 — фиксированное (заданное); 12 — контрольная сетка. КГ — каолиновая глина; АлПс — алевролиты и песчаники

ние объема пород, накопившихся в Копетдагском геосинклинальном прогибе и испытавших сжатие между Иранским и Туранским блоками гигантского природного пресса.

Анализ сети разрывов Центрально-Копетдагского участка зоны разлома подтверждает и другой вывод, полученный при модели-

ровании: в "опытах, где возникало две системы трещин, падающих в противоположных направлениях, когда начиналось заметное смещение вдоль трещин, развитие получала только одна система" [Гептнер, 1970, с. 85]. Действительно, угол, образованный разрывами северо-восточного и северо-западного простираний, уменьшается в юго-восточном направлении вдоль трассы, например, Гермабского разрыва с 80 до 40°. Разрывы северо-восточного простирания при этом разворачиваются в субширотном направлении, что может свидетельствовать, с одной стороны, об относительной древности северо-восточных разрывов по сравнению с северо-западными, а с другой — о преобладающем развитии здесь разрывов именно одного (северо-западного) простирания.

Выше было показано, что простирание разрывов Передовой и Тыловой подзон Главного разлома прерывается участками структурных усложнений (типа Арчман-Нохурского) (см. рис. 16). При моделировании трещин скалывания в условиях больших деформаций также наблюдаются своеобразные усложнения, сопровождаемые интенсивным сжатием и приоткрыванием трещин в участках пересечения продольных и поперечных трещин "первой генерации" [Гептнер, 1970].

Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в глубинной структуре региона

На большую глубину "грандиозных разломов в земной коре, идущих вдоль Кавказско-Копетдагской складчатой зоны" и проникающих "в некоторых случаях под всей областью североиранских горных цепей до границ центральноиранской депрессии", еще в 1938 г. указывал на основании скудных геологических данных В.М. Миросниченко.

К настоящему времени благодаря работам Г.И. Амурского, С.А. Андреева, Ф.А. Арест, В.А. Безгодкова, А.А. Борисова, А.В. Глазуновой, Ю.Н. Година, А.А. Дзабаева, В.В. Ишутина, В.И. Лыкова, О.А. Одекова, В.С. Орлова, Б.А. Харикова и других исследователей глубинное строение зоны Главного разлома изучено различными геофизическими методами достаточно полно на всем протяжении от Красноводска до Душака (табл. 4).

На схеме глубинного строения зоны Главного Копетдагского разлома (рис. 23), составленной по данным А.А. Дзабаева; В.В. Ишутина, В.И. Лыкова, О.А. Одекова [1970]; Г.И. Амурского [1971]; А.У. Захидова [1972]; О.А. Одекова с соавторами [1972, 1974]; В.И. Лыкова, В.А. Безгодкова и В.С. Орлова [1975], видно, что выделенные структурные единицы зоны разлома и обрамления находят свое отражение в глубинной структуре региона.

Передовой подзоне Главного разлома в палеозойском фундаменте зоны соответствует узкий клиновидный блок шириной от 10—15 км на северо-западе до 5 км на юго-востоке, ограниченный с северо-востока Кодж-Аннауским разрывом фундамента, с юго-запада — Казанджик—Беурме-Чулинским; блок выклинивается в юго-

Таблица 4

Характеристика некоторых разрывов фундамента
зоны Главного Копетдагского разлома

Разрыв	Ориентировка по отношению к простираанию зоны разлома	Азимут простиранья, °	Протяженность, км	Амплитуда, км		Подтверждаемость различными данными
				вертикальная	горизонтальная	
Казанджик—Беурме-Чулинский	Продольная	310	400	2—4	20 (?)	Гл, Гр, МС ДКС, ДТО
Каракала-Коджский Джебельский	То же	40	100	2	—	То же
	Диагональная северо-западная	340	100	2	—	"
Хивебад-Ерезлийский	Диагональная субмеридиональная	350	100	1—2	25 (?)	Гр, МС, ДКС, ДТО
Северо-Межбалхан—Узбойский	Диагональная восток—северо-восточная	65	100	2—4	40 (?)	Гл, Гр, МС, ДКС, ДТО
Сумбарский	Диагональная субширотная	260	150	4	—	"

Примечание. Гл — геологические, Гр — гравиметрические, М — магнитометрические, С — сейсмические данные; ДКС — дешифрирование космических снимков, ДТО — дешифрирование топографической основы.

восточном направлении, глубина залегания поверхности кристаллического основания до 12 км.

Тыловой подзоне в структуре палеозойского основания соответствует блок пород шириной до 5—7 км, ограниченный на отрезке Казанджик—Нохур с северо-востока Казанджик—Беурме-Чулинским разрывом основания, с юго-запада — Кизылджабаир-Дештским; блок выклинивается на меридиане Бахардена, глубина залегания поверхности основания 6 км.

Северо-восточному обрамлению зоны Главного Копетдагского разлома отвечает блок палеозойского основания, разбитый продольными (северо-западными), поперечными (северо-восточными) и диагональными (субширотными) разрывами фундамента на ряд продольных удлинённых и поперечных блоков.

Глубина залегания поверхности кристаллического основания северо-восточного обрамления зоны разлома уменьшается от 10—14 км в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль зоны разлома.

Поперечными разрывами четко отделяются блоки, соответствующие Кизыл-Арватскому (глубина основания 4—8 км), Оюклинскому (9—10 км) выступам и разделяемым ими впадинам — Казанджикской (глубина основания 14 км), Бами-Ашхабадской (12 км) и Каахкинской (14 км).

Кроме того, территория северо-восточного обрамления зоны раз-

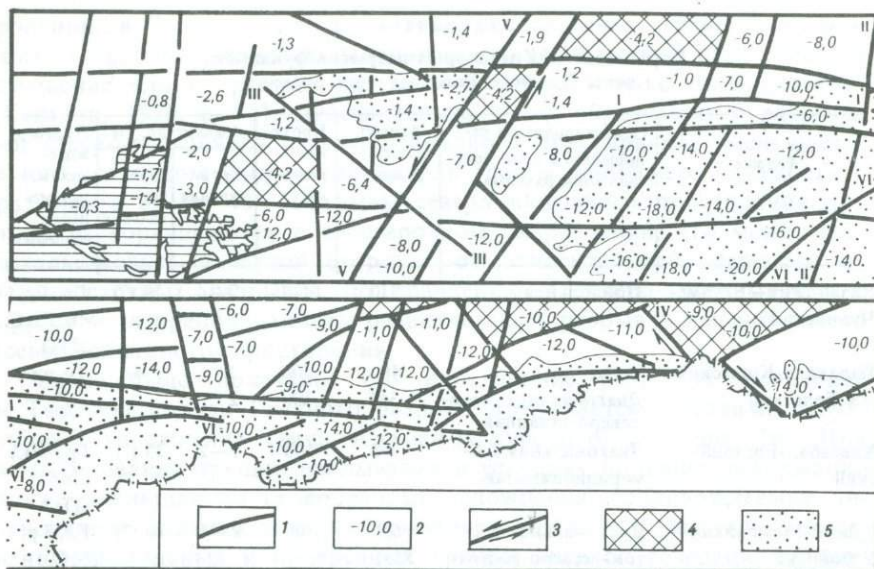


Рис. 23. Схема строения фундамента зоны Главного Копетдагского разлома
 1 — разломы фундамента (I — Казанджик-Беурме-Чулинский, II — Каракала-Коджский, III — Джебельский, IV — Хивебад-Ерезлийский, V — Северо-Межбалхан-Узбойский, VI — Сумбарский); 2 — глубина залегания поверхности фундамента, км; 3 — сдвиговые смещения; 4 — блоки, по расположению которых предполагается сдвиговые смещения; 5 — горноскладчатое сооружение Большого и Малого Балхана и Копетдага

бита поперечными (северо-восточного и субмеридионального простирания) парными разрывами фундамента — Западно- и Восточно-Искандерскими, Западно- и Восточно-Бахарденскими и Гаудан-Ашхабадским и Гяурским (Западно- и Восточно-Ашхабадскими), между которыми поверхность кристаллического основания приподнята на несколько километров по отношению к смежным территориям. Первая и третья пары разрывов тяготеют к Кизыл-Арватскому и Оюклинскому выступам, а вторая, Бахарденская, проходит примерно посередине Бами-Ашхабадской депрессии.

Каракалинская подзона характеризуется углублением (до 10 км) поверхности кристаллического основания по сравнению с Тыловой подзоной разлома.

Характерно, что Каракалинская подзона ограничена с северо-запада Каракала-Коджским разломом северо-восточного простирания и рассечена субширотными разрывами — Сумбарским, Чашдепинским, Куркулабским, которые косо (под углом 20—30°) притыкаются к Казанджик—Беурме-Чулинскому и Асельминскому разрывам, непосредственно ограничивающим Передовую подзону Главного разлома с юго-запада, а не к Тыловой подзоне, никак здесь не выраженной в глубинном строении региона.

С юго-запада Каракалинская подзона обрывается юго-восточным флангом Боядаг-Каракалинского разрыва, по которому происходит резкое (до 14—16 км) погружение поверхности основания на юго-запад.

Западно-Копетдагская подзона характеризуется более сложным строением: поперечными разрывами северо-восточного простираения — Северо-Кюрендагским, Карагез-Эйшемским, Майкран-Ароздовским и Каракала-Коджским она разбита на ряд глубинных горстов (например, Данатинский) и грабенов (Карагез-Эйшемский), в которых поверхность фундамента то воздымается до 6—8, то опускается до 14—18 км.

С юго-запада Западно-Копетдагская подзона обрывается северо-западным флангом Боядаг-Каракалинского разрыва фундамента, по которому происходит резкое (до глубин 18—20 км) погружение поверхности основания на юго-запад.

Характерно, что границы глубинных горстов и грабенов подзоны — разрывные, что глубинные структуры подзоны своими длинными осями, так же как и складки геологической структуры, резко, почти под прямым углом, подходят к продольным блокам основания собственно зоны разлома.

Граница между Каракалинской и Западно-Копетдагской подзонами проходит либо по Каракала-Коджскому разрыву северо-восточного простираения, который четко фиксируется коленообразными изгибами гравитационных ступеней в районе поселков Каракала и Кодж, либо по субширотному Сумбарскому разрыву [Амурский и др., 1968б], пространственно совпадая в этом случае с границей этих подзон, намеченной по геологическим данным.

В месте сочленения или пересечения продольных и поперечных или продольных и диагональных разрывов фундамента располагаются описанные выше узлы тектонического усложнения зоны разлома: в первом случае — Кызылджабаирский и Искандер-Эйшемский, во втором — Арчман-Нохурский и Несско-Первомайский (Ашхабадский), располагающиеся соответственно в острых (первые) и тупых (вторые) углах разветвлений гравитационных ступеней.

Глубинное строение северо-западного, Кубадаг-Балханского, фланга зоны Главного разлома резко отличается от строения описанного выше Копетдагского фланга зоны резким возрастанием количества поперечных разрывов палеозойского основания [Амурский и др., 1968в; Амурский, 1971; Захидов, 1972; и др.], субмеридионального (Джебельский, Кобек-Акобинский) и северо-восточного (Саймонский, Кубасенгирский, Челекен-Дарджинский и др.) простираений. Эти разрывы пересекают продольные разрывы генерального, северо-западного простираения: Северо-Балханский, Белек-Джебельский, Челекен-Боядагский, совпадающего с простираением зоны в целом, и создают, таким образом, своеобразный решетчатый [Амурский, 1971] структурный рисунок поверхности кристаллического основания.

Одним из крупнейших и высокоамплитудных поперечных разрывов фундамента северо-восточного простираения является Межбалхан-Узбойский поперечный разлом (Межбалханский — по Г.И. Амурскому, К.В. Тиуну и др. [1968], Восточно-Балханский — по А.У. Захидову [1972]), который следует, вероятно, рассматривать как зону глубинного дробления [Захидов, 1972], поверхность которой восточнее Большого Балхана ступенчато погружается в сторону Казанджикской

впадины и представляет границу сочленения между Большим Балханом и Предкопетдагским краевым прогибом, Туаркырским валом и Сакар-Гядынским выступом. Не исключено, что зона Межбалхан-Узбойского поперечного разлома состоит из системы разрывов, граничные из которых — Северо-Межбалхан-Узбойский и Южно-Межбалхан-Узбойский. Вероятно, что Южно-Межбалхан-Узбойский разрыв, обрезающий блок Малого Балхана с северо-запада, отделяя его от Межбалханского прогиба, представляет собой крупноамплитудный разлом (до 6 км), плоскость которого круто наклонена к юго-востоку, вследствие чего, как полагает Г.И. Амурский, альпийская структура Малого Балхана надвинута на прогиб.

Характерной особенностью Кубадаг-Балханского фланга зоны Главного Копетдагского разлома является неоднократно описанная X-образность [Борисов, 1966], шарнирность [Амурский и др., 1968] в расположении поднятых и опущенных участков последнего по отношению к поднятым и опущенным участкам Копетдагского фланга зоны. В этом смысле Кубадаг-Балханский фланг, характеризующийся высокоподнятым северо-восточным и низкоопущенным юго-западным крыльями, является своеобразным антиподом Копетдагского фланга, где соотношения между аналогичными крыльями обратные, а общий морфологический рисунок глубинной структуры зоны Главного Копетдагского разлома представляется кососимметричным.

Общая шарнирность зоны определила и разнознаковые шарнирные перемещения крыльев конкретных разрывов: продольных — Черкезли—Кодж-Аннауского, Белек-Аннауского, Белек—Джебел-Казанджикского и других и поперечных—Северо-Межбалхан-Узбойского, Каракала-Коджского, причем смена знака движения крыльев разрывов определяется пересечением продольных и поперечных разрывов.

Как и в геологической структуре, в глубинном строении зоны продольные разрывы кристаллического основания Копетдагского фланга зоны на территории Кубадаг-Балханского фланга непосредственно не прослеживаются, а резко обрываются системой поперечных нарушений Межбалхан-Узбойской зоны.

Возможным продолжением Черкезли-Кодж-Аннауского разрыва является Северо-Балханский, Казанджик—Беурме-Чулинского — Белек—Джебел-Казанджикский, Боядаг-Каракалинского — Дарджа-Боядагский (или Челекен-Монжуклийский) разрывы. Кизылджабаир-Дештский разрыв Копетдагского фланга зоны на северо-западе продолжения не имеет.

С другой стороны, не исключено, что предполагаемые продолжения указанных разрывов не являются первичными, а возникли в результате подвижек фундамента вдоль зоны Межбалхан-Узбойских нарушений. Косвенным доказательством этого является смещение с юго-востока на северо-запад блока основания (с глубиной поверхности около 4 км), заключенного между северо-западными флангами Чильмамедкум-Нияздепинского и Черкезли-Коджского разрывов северо-восточного обрамления зоны Главного разлома. Возможно, что зона Межбалхан-Узбойских нарушений кинематически может диагностироваться как левосдвиговая (см. рис. 23).

В целом в глубинном строении зоны Главного Копетдагского разлома четко намечаются три участка. Северо-западный (Кубадаг-Балханский) фланг характеризуется высоким (до 1 км и выше) уровнем залегания поверхности кристаллического основания и интенсивным развитием, наряду с продольными северо-западного простирания разрывами, поперечных разрывов северо-восточного и субмеридионального простирания, образующих вкуче решетчатый структурный рисунок [Амурский, 1971]. Центральный (Кюрендаг-Келатский) участок выделяется значительными (до 18 км) глубинами залегания поверхности основания юго-западного обрамления зоны разлома и относительно равномерным развитием поперечных и продольных разрывов. Юго-восточный (Келат-Гяурсадагский) фланг характеризуется также значительными (до 14 км) глубинами залегания поверхности основания и интенсивным развитием субширотных разрывов, диагональных по отношению к простиранию разрывов зоны Главного разлома и, возможно, испытывает вдоль зоны разлома правостороннее смещение. Структурный рисунок юго-восточного фланга можно назвать косодиагональным.

Не исключено, что на крайнем юго-востоке зоны субширотные разрывы испытывают правостороннее смещение и по субмеридиональному Хивебад-Ерезлийскому разрыву основания, отделяющему Оюклинский выступ от Каахкинской депрессии. В таком случае, по-видимому, существует разворот направлений смещений разрывов юго-восточного фланга зоны Главного разлома от северо-западных правосторонних смещений в центре фланга до субмеридиональных правосторонних смещений на крайнем юго-востоке зоны.

Для зоны в целом характерно увеличение количества и возрастание роли поперечных глубинных нарушений с юго-востока на северо-запад, сопровождается, вероятно, интенсификацией в этом же направлении глубинной раздробленности, что может быть связано с более длительной переработкой северо-западного фланга и менее продолжительной — юго-восточного. Это, в свою очередь, может свидетельствовать об относительном омоложении разрывных нарушений основания зоны Главного Копетдагского разлома с северо-запада на юго-восток, что подтверждается современной сейсмической активностью многих поперечных разрывов юго-восточного фланга — Безмеинского [Глазунова, 1964], Бахарденских.

Если предположение о том, что на северо-западном фланге зона разлома ограничена левосдвиговой зоной Межбалхан-Узбойских нарушений, а на юго-восточном — правосторонним смещением вдоль Хивебад-Ерезлийского разрыва, верно, то по ним, как по своеобразным рельсам, глубинная структура зоны разлома может испытывать тенденцию к смещению в северо-восточном направлении.

Сопоставление глубинного и геологического строения зоны Главного разлома приводит к заключению, что зоне Главного Копетдагского разлома в глубинной структуре региона (фундамент, поверхности Конрада, Мохоровичича) отвечает удлиненный блок северо-западного простирания с приподнятым (по отношению к смежным территориям северо-восточного и юго-западного обрамления)

залеганием поверхностей фундамента [Амурский, 1971; Годин, 1969; Одеков и др., 1974], Конрада и Мохоровичича [Одеков и др., 1972]. Положение основных узлов тектонической напряженности Кизылджабаирского, Искандер-Эйшемского, Арчман-Нохурского и Несско-Первомайского (Ашхабадского) [Амурский, 1971] часто определяется местами торцового или диагонального сочленения и пересечения продольных и, как правило, парных поперечных разрывных нарушений.

Ни диагональные взбросо-сдвиговые дислокации Гермабской и Асельминской систем Тыловой подзоны Главного Копетдагского разлома, ни левосдвиговые дислокации Каракалинской подзоны, ни "гофрированные" разрывные дислокации Западно-Копетдагской подзоны юго-западного обрамления зоны разлома не находят конкретного отражения в поверхности кристаллического основания зоны. Это свидетельствует, очевидно, о более молодом возрасте данных дислокаций по сравнению с продольными дислокациями собственно зоны разлома, о неглубоком заложении данных структур и генетической связи их с деформациями складчатого осадочного чехла, а также об определенной дисгармонии глубинной и поверхностной геологической структур зоны Главного Копетдагского разлома в целом.

Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в новейшей структуре региона

Анализ отражения зоны Главного разлома в новейшей структуре региона проведен автором на основе сравнения "Схематической карты новейшей тектоники юга Средней Азии и сопредельных территорий" (масштаб 1:1 000 000), "Схемы градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап" (масштаб 1:1 000 000) и "Схемы топографических линеаментов зоны Главного Копетдагского разлома" (масштаб 1:500 000) со строением зоны разлома и его обрамления.

Сопоставление строения зоны Главного разлома и схемы новейшей тектоники региона, поднятия и опускания на которой изображены реальной или, если она размыта, воображаемой поверхностью кровли эоцена (данные Л.М. Расцветаева), показывает, что: северо-восточному обрамлению зоны Главного разлома отвечают опускания от 0,4 км на северо-западе до 1,5—2 км на юго-востоке; Передовой подзоне собственно зоны разлома соответствуют умеренные (до $+2 \div +3$ км) асимметричные поднятия; на северо-западе подзоны отмечаются слабое поднятие и даже (северо-восточнее Малого Балхана) опускания (до -1 км), а на юго-востоке — интенсивное (до $+4$ км) поднятие; Тыловой подзоне Главного разлома отвечают интенсивные (до $+5$ км) поднятия вдоль всей подзоны; юго-западному обрамлению зоны разлома отвечают высокоамплитудные (до $+4 \div +5$ км) Каракалинский район и район Северо-Западного Копетдага (до $+4$ км) и среднеамплитудные поднятия (до $+3$ км) Западно-Копетдагского района с присущими им северо-восточными простирающимися новейших структур или косо (Каракалинский район), или почти под пря-

мым углом — торцово (районы Западного и Северо-Западного Копетдага) причленяющиеся к собственно зоне Главного разлома.

Поскольку Копетдаг является позднеальпийским складчатым сооружением [Расцветаев, 1972], постольку разрывы, нарушающие его геологическую структуру, являются новейшими дизъюнктивами, выражающимися в новейшей структуре зоны. Исключение могут составлять, вероятно, продольные разрывы, отделяющие северо-восточное обрамление зоны разлома от собственно Главного разлома и разделяющие Передовую и Тыловую подзоны разлома, которые, как было показано выше, являются доальпийскими, более древними по сравнению, например, с диагональными взбросо-сдвигами, но резко омоложенными на новейшем этапе развития зоны.

Северо-западный фланг зоны Главного разлома резко отличается от Копетдагского фланга субширотной ориентировкой новейших структур и характеризуется торцовым причленением северо-западных структур зоны Главного разлома к широтным структурам Большого Балхана и интенсивными (до $-6\div-7$ км) новейшими опусканиями Прибалханского района (Келькорский прогиб). Характерно, что зона Межбалхан-Узбойских нарушений контролирует, с одной стороны, торцовое сочленение новейших структур Большого Балхана и зоны Главного разлома, а с другой — ось новейшего прогибания Прибалханского района, что свидетельствует об отражении Межбалхан-Узбойской зоны и в новейшей структуре региона.

Следует отметить еще одну особенность: если для Копетдагского фланга зоны характерно смещение максимума амплитуд (до $+4\div+5$ км) новейших поднятий горноскладчатого сооружения к северо-восточному краю — в зону собственно Главного разлома, то для Кубадаг-Балханского фланга намечаются обратные соотношения: максимальные амплитуды (до $+4$ км) новейших поднятий смещены к юго-западным склонам горных сооружений [Растворова, 1958]. Эти поднятия как бы трассируют с некоторым смещением к юго-западу продолжение полосы высокоамплитудных поднятий зоны Главного разлома.

И в данном случае осью этой своеобразной асимметрии новейшей структуры зоны Главного Копетдагского разлома и "линией" предполагаемого новейшего смещения полосы высокоамплитудных новейших движений является зона Межбалхан-Узбойских нарушений.

Сопоставление строения зоны Главного Копетдагского разлома и "Схемы градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап", построенной И.В. Шукиной по методике Н.И. Николаева с соавторами [1968], показывает, что исследуемая территория по величине градиентов скорости и по простираанию разнointенсивных участков делится на пять частей.

1. "Низкоградиентные" территории северо-восточного обрамления зоны Главного разлома с северо-западными простирающими градиентных полей, характеризующиеся доминированием градиента $0,1-0,75 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.

2. "Средне- и высокоградиентные" территории собственно зоны Главного разлома: "среднеградиентные" ($1-6 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹) поля распо-

ложены на юго-восточном фланге зоны, к юго-востоку от Арчман-Нохурского узла, "высокоградиентные" ($8-15 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹) — на северо-западном фланге, к северо-западу от Арчман-Нохурского узла. Простираание полей совпадает с основным простираанием зоны разлома.

3. Преимущественно "среднеградиентные" поля Каракалинской подзоны юго-западного обрамления зоны разлома, косо ответвляющиеся в запад—юго-западном направлении от "среднеградиентных" полей юго-восточного фланга собственно зоны разлома.

4. Чередование "средне- и высокоградиентных" полей Западно-Копетдагской подзоны Главного разлома, в северо-восточном направлении торцово прилегающие к "высокоградиентному" северо-западному флангу собственно зоны разлома.

5. Преимущественно "среднеградиентные" поля северо-западного (Кубадаг-Балханского) фланга зоны разлома, характеризующегося субширотной ориентировкой широких выровненных полей.

По характеру сочленения полей и участков в них, обладающих различной ориентировкой в пространстве и разными значениями градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший (примерно 37—40 млн. лет) этап, в зоне Главного Копетдагского разлома четко выделяются поперечные полосы (границы) субмеридионального и северо-восточного простираания, резкого изменения простирааний и значений градиентов, отвечающие, возможно, новейшим "трансороженным" разломам [Костенко, 1972]: а) северо-восточные: Межбалхан-Узбойская, отделяющая преимущественно "среднеградиентный" северо-западный фланг зоны разлома от преимущественно "высокоградиентного" Копетдагского фланга; Данатинская, Искандерская, Кодж-Каракалинская, Арчман-Нохурская, разделяющие "средне- и высокоградиентные" поля северо-восточного простираания на территории юго-западного обрамления зоны разлома; Каахкинская и Душакская; б) субмеридиональная — Ашхабад-Гауданская, выделяемая по прерыванию (нырянию) "высокоградиентных" зон северо-западной ориентировки по их простираанию.

Сопоставление строения зоны Главного Копетдагского разлома и схемы линеаментов зоны разлома (табл. 5), составленной на основании анализа топографической основы масштаба 1:500 000 с выделением протяженных прямолинейных перегибов и уступов в рельефе и трассированием прямолинейных элементов ландшафта как в горноскладчатой области, так и на равнинных территориях, четко показывает следующее:

1. Прямолинейные ландшафтные линии, которые можно обозначить термином "линеамент" [Hobbs, 1904; Можаяев, 1973; Шульц, 1973; Копп, Расцветаев, 1976; Геологическое..., 1981; и др.], являются секущими по отношению к горноскладчатым сооружениям зоны Главного Копетдагского разлома (Большой и Малый Балхан, Копетдаг) и местами сквозными, что позволяет наиболее крупные из них отнести к "трансороженным разломам" [Костенко, 1972].

2. Линеаменты зоны разлома ориентированы по тем же направлениям, что и геологические разрывы, разрывы основания и основные элементы новейшей структуры, т.е. в запад—северо-западном, се-

Таблица 5

Характеристика некоторых топографических линейментов
зоны Главного Копетдагского разлома

Линеймент	Ориентировка по отношению к простиранию зоны разлома	Азимут простирания, °	Протяженность, км	Перепад высот по обе стороны линеймента, м	Выраженность в рельефе	Подтверждаемость геолого-геофизическими данными
Казанджик-Нохур-Гяурский	Продольная	300	300	1000	Уступ	Гл, Гр, МС, ДКС
Каракала-Коджский	Поперечная	45	80	750	Уступ, долина	Частично Гл, Гр, С, ДКС
Сунча-Гермабский	Диагональная север-северо-западная	340	100	500	Уступ, долина, водораздел	Гл, С, ДКС
Кулмач-Иланлинский	То же, субмеридиональная	350	100	250	Долина	Гл, ДКС
Геоктепинский	То же, восток-северо-восточная	60	50	250	Долина, уступ	Гл, МС, ДКС
Арлан-Джойракский	То же, субширотная	260	100	1150	Уступ	Гл, ДКС

Примечание. Буквенные сокращения см. в табл. 4.

веро-западном, субмеридиональном, северо-восточном и субширотном направлениях.

3. При доминировании в зоне разлома продольных (запад—северо-западных) и поперечных (северо-восточных) линейментов наблюдается разворот преимущественных простираний от субмеридиональных северо-западного фланга через северо-восточные центрального участка зоны к субширотным — юго-восточного фланга.

4. Наложение разноориентированных линейментных линий приводит к образованию в зоне разлома различных "линейментных рисунков": Х-образного, характерного для северо-западного фланга, образованного за счет пересечения продольных (северо-западных) и поперечных (северо-восточных) линейментов; Ж-образного, характерного для центрального участка зоны и образованного при пересечении Х-образного рисунка линейментами субмеридионального простирания; параллелограммообразного, характерного для юго-восточного фланга и образованного при пересечении продольных (запад-северо-западных) линейментов диагональными (северо-западными и север-северо-западными).

5. Линейменты пересекают территорию зоны разлома на блоки, отличающиеся как ориентировкой длинных осей в пространстве, так и максимальными высотами, причем густота линейментов и градиенты высот резко увеличиваются в горноскладчатой области по сравнению со смежными равнинными пространствами

6. В узлах пересечения разноориентированных линеаментов местами образуются небольшие блоки-многогранники с большими гипсометрическими отметками их поверхности по сравнению с окружающими площадями.

7. Наблюдается частичное соответствие ранее выделенных элементов зоны Главного Копетдагского разлома выявленным линеаментам и линеаментным зонам.

Северо-восточному обрамлению зоны разлома соответствует полоса слабовыраженных линеаментов-уступов, разграничивающих, как правило, предгорные пролювиальные конусы выноса и песчаные пространства низменных Каракумов с преобладанием высот ограниченных ими блоков от 50 до 100 м.

Непосредственно в зоне разлома доминируют линеаменты запад-северо-западного (генерального) простирания (300°). Они разграничивают Передовую подзону шириной до 10 км с высотой поверхности блоков, редко превышающей 1000 м, выклинивающуюся в районе Геок-Тепе и снова наблюдающуюся юго-восточнее Ашхабада, и Тыловую подзону, расширяющуюся в юго-восточном направлении (от 10—15 км в районе Кюрендага до 25—30 км в районе хребта Асельма) и имеющую высоту поверхности более 1000 м, а на юго-востоке подзоны — 2500—2750 м.

Каракалинская подзона юго-западного обрамления зоны разлома характеризуется развитием разноориентированных линеаментов, но тем не менее блоки, ограниченные ими, имеют тенденцию в целом к субширотной ориентировке, а высоты поверхностей их сравнимы с высотами поверхностей блоков Тыловой подзоны и достигают 2000 м.

Западно-Копетдагская подзона юго-западного обрамления зоны Главного разлома разделена продольными линеаментами на четыре полосы блоков с понижением высот от 400—800 м северо-восточной полосы до 100—600 м крайней юго-западной, а поперечными линеаментами — на шесть полос блоков с увеличением высот с юго-востока (400—600 м на Западном Копетдаге) на северо-запад (700—1000 м на Северо-Западном Копетдаге).

В целом для копетдагского фланга зоны Главного Копетдагского разлома характерно равномерное развитие по всей площади продольных и поперечных линеаментов, на фоне которых резко выделяются линеаментные зоны субмеридионального (на меридианах Казанджик—Искандер, Кизыл-Арвата, Ашхабада), субширотного (на широте Искандер—Кизыл-Арват, Каракала) и северо-северо-западного (Сунча—Гермаб, Фирюза—Гаудан) простираний.

Северо-западный фланг зоны Главного Копетдагского разлома характеризуется высокоподнятым (до 1900 м) Большебалханским участком, ограничения блоков которого обусловлены продольными, поперечными и диагональными линеаментами, и опущенным Кубадаг-Прибалханским районом, характеризующимся редкой сетью линеаментов запад-северо-западного и северо-восточного простираний и опусканием некоторых блоков ниже уровня моря (до —50 м).

В целом для северо-западного (Кубадаг-Балханского) фланга зоны

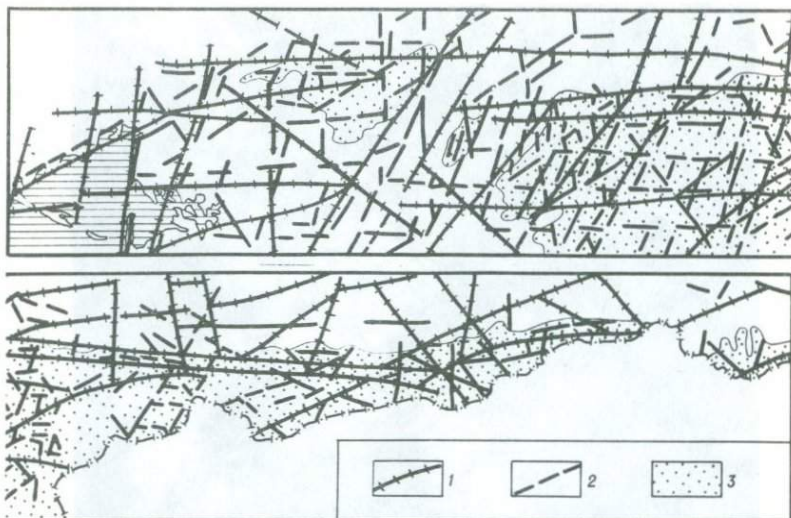


Рис. 24. Схема сопоставления разломов палеозойского фундамента и линейментов зоны Главного Копетдагского разлома

1 — разломы фундамента; 2 — линейменты; 3 — горноскладчатые сооружения

разлома сохраняются закономерности пространственного расположения линейментов, описанные выше для Копетдагского фланга. На фоне относительно равномерного развития продольных и поперечных линейментов выделяются диагональные линейменты зоны: субширотного (на широте Красноводск—Небитдаг) и субмеридионального (на меридиане Небитдаг—Огланлы) простираний.

Граница между северо-западным и юго-восточным флангами зоны Главного разлома проходит по ярко выраженной линейментной зоне северо-восточного простирания, состоящей из Межбалханской полосы опусканий (до $-25 \div -50$ м), Малобалханской полосы поднятий (до 750 м) и Данатинской полосы опусканий (до $0 \div -10$ м), разделенных линейментами северо-восточного простирания ($50-60^\circ$), которые резко прерывают трассы продольных линейментов Большebilханского и Копетдагского флангов зоны разлома, и не исключено, что несколько смещают (750—1250 м) на юго-запад разновозрастные линейментные подзоны центральной части Большого Балхана по отношению к Тыловой подзоне Главного разлома (высоты идентичны), т.е. по левостороннему сдвигу.

Аналогичные системы линейментов, но в более обобщенном генерализованном виде выявляются в зоне Главного Копетдагского разлома при анализе топоосновы более мелкого масштаба 1:2 500 000 (рис. 24), 1:5 000 000 и при дешифрировании космических снимков, охватывающих не только отдельные участки зоны Главного разлома (рис. 25, 26)⁸ или всю зону (рис. 27), но и весь Туркмено-Иранский сегмент в целом.

⁸ В работе отдешифрированы космические снимки со станции "Салют-4", опубликованные в книге "Геологическое дешифрирование..." [1981].



Рис. 25. Северо-западный фланг и Центральный участок зоны Главного Копетдагского разлома (космический снимок, "Салют-4")



Рис. 26. Юго-восточный фланг зоны Главного Копетдагского разлома (космический снимок, "Салют-4")

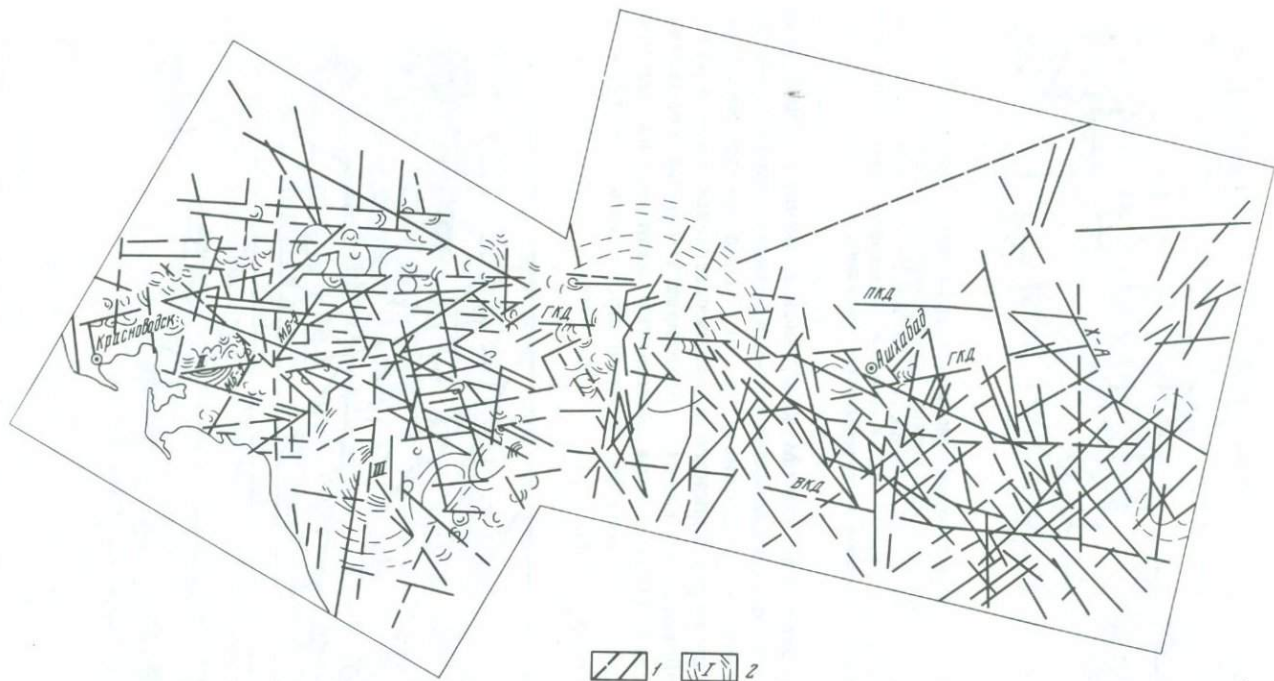


Рис. 27. Схема дешифрирования космических снимков ("Салют-4") зоны Главного Копетдагского разлома
 1 — линeaменты (ГКД — Главный Копетдагский, ПКД — Предкопетдагский, ВКД — Внутрикопетдагский, МБ-У — Межбалхан-Узбойский, Х-А — Хивебад-Арабалинский); 2 — кольцевые структуры (I — Кизыл-Аrvat-Бахарденская, II — Бекмамедская, III — Гейрджанская)

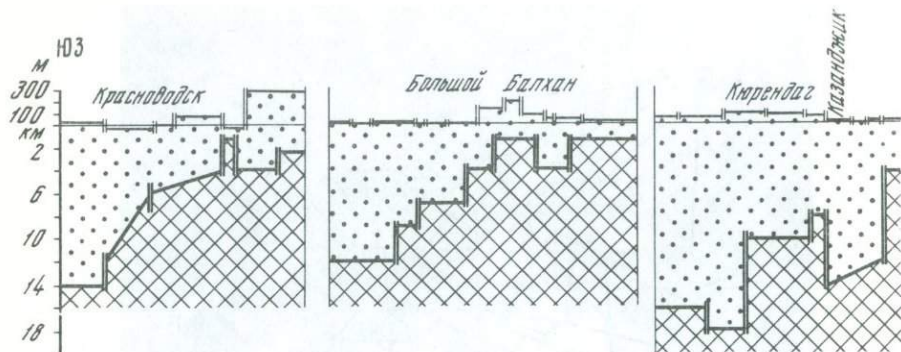


Рис. 28. Схема сопоставления разрезов поверхности фундамента вкрест простирания зоны Главного Копетдагского разлома и блоков, ограниченных линеаментами

1, 2 — поверхности: 1 — блоков, ограниченных линеаментами, 2 — кристаллического фундамента; 3, 4 — породы: 3 — чехла, 4 — фундамента; 5 — линеаменты, отдешифрованные по топооснове; 6 — разломы фундамента, установленные по геолого-геофизическим данным

При этом выясняется, что Межбалханская линеamentная зона прослеживается в юго-западном и северо-восточном направлениях на довольно значительные расстояния: на юго-запад — до северо-западного замыкания рифта Красного моря, на северо-восток — в район выходов палеозойского основания Султануиздага и далее, совпадая с Восточно-Аральской системой разломов, ограничивающих впадину Аральского моря с юго-востока, и ярко проявляясь в магнитном поле [Гарьковец и др., 1967].

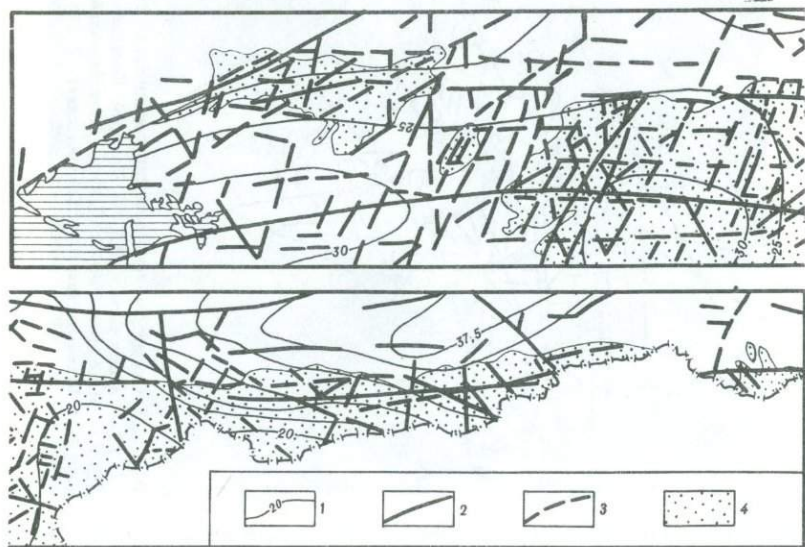
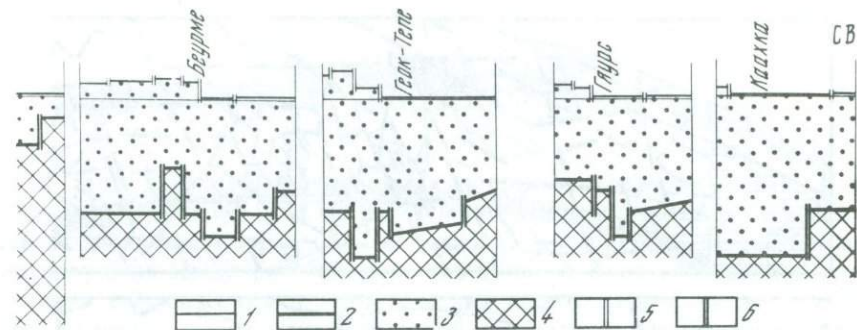


Рис. 29. Схема сопоставления рельефа поверхности Конрада и линеamentов зоны Главного Копетдагского разлома

1 — изолинии поверхности Конрада, км; 2 — "разломы" поверхности Конрада; 3 — линеаменты, отдешифрованные по топооснове; 4 — горноскладчатые сооружения



Характерно, что простирание этой линеamentной зоны параллельно простиранию известного Пальмиро-Апшеронского линеамента, прослеживающегося в 300 км к северо-западу. Не исключено, что эти линеаменты образуют своеобразную "линеamentную пару" северо-восточного простирания, протяженность которой может свидетельствовать о значительной роли данной линеamentной зоны, разделяющей Тавро-Кавказский и Туркмено-Иранский сегменты альпийского пояса Евразии.

Межбалханский линеament на космических снимках дешифрируется не только по смене фототона, но и четко трассируется линейно-вытянутыми облаками. Интересно, что, как пишет в своей работе В.П. Гаврилов [1978], на связь линейно-вытянутых облаков с тектоническими нарушениями земной коры указывал еще в 30-х годах французский исследователь Шлюмберже. В целом на всем протяжении выделенный линеament (или линеamentную зону) предлагается именовать Красноморско-Аральской.

Сопоставление рассмотренных выше схем новейшей тектоники, градиентов скорости и линеamentов со схемой глубины залегания поверхности кристаллического основания (см. рис. 24, 28) показывает, что наибольшей сходимостью обладают схема фундамента и схема линеamentов. Это подтверждает представление о линеаментах как о поверхностных отражениях дизъюнктивных структур литосферы, разной глубины и неодинакового возраста заложения [Копп, Расцветаев, 1976], а их местами секущее положение по отношению к приповерхностной геологической структуре свидетельствует в пользу возможной дисгармонии в деформациях различных горизонтов земной коры [Макаров и др., 1974].

Сопоставление схем линеamentов разных масштабов (1:500 000, 1:1 000 000, 1:2 500 000, 1:5 000 000), выявленных по топооснове и отдешифрованных по космическим снимкам, с более глубинными срезами земной коры, а именно с поверхностями Конрада и Моховичича (рис. 29, 30), подтверждает предположение, что с увеличением обзорности и уменьшением разрешающей способности снимков, равно как с уменьшением масштаба топокарт, т.е. при генерализации космических изображений, на них проявляются структуры

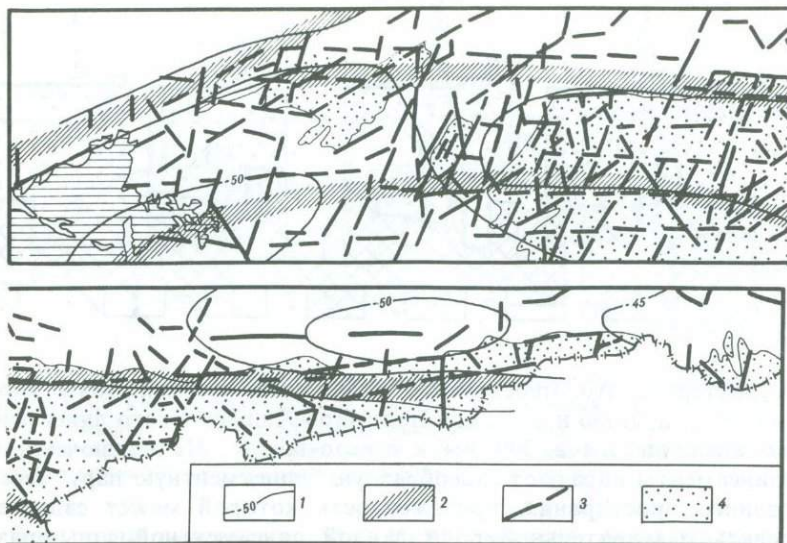


Рис. 30. Схема сопоставления рельефа поверхности Мохоровичича и линеаментов зоны Главного Копетдагского разлома

1 — изолинии поверхности Мохоровичича, км; 2 — "разломы" поверхности Мохоровичича; 3 — линеаменты, отдешифрированные по топооснове; 4 — горноскладчатые сооружения

все более глубинных горизонтов [Макаров и др., 1974; Скарятин, 1973].

В связи с тем что линеаменты, как было показано выше на примере линеаментов зоны Главного Копетдагского разлома, представляют собой поверхностное отражение глубинных нарушений земной коры, предлагается заменить термин "линеамент", этимологически обозначающий вторичные морфологические признаки явления — линейность элементов ландшафта — термином "ревелатор" (от французского "révélateur" — проявлять) или "ревелаторная структура", что означает "проявленный", или "проявленная структура", этимологически более точно определяющий первичную генетическую сущность явления. По форме проявления предлагается выделять гео-, топо- (или морфо-) и косморевелаторы, выявляемые соответственно при анализе и дешифрировании геологических, топографических карт и космических снимков: по глубине проявления — Ф-, К- и М-ревелаторы, проявляющие соответственно структуры поверхностей фундамента, Конрада и Мохоровичича.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА

В этой главе рассматриваются вопросы отражения зоны Главного Копетдагского разлома в сейсмичности региона, дается описание сейсмодислокаций зоны, динамических характеристик очагов высокомагнитудных землетрясений, делается попытка пространственной корреляции сейсмических и геологических параметров зоны, их оценки при помощи метода математической статистики и выделения геологических параметров, активно влияющих на сейсмичность зоны.

ОТРАЖЕНИЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА В СЕЙСМИЧНОСТИ БАЛХАН-КОПЕТДАГСКОГО РЕГИОНА

Балхан-Копетдагский регион, одной из основных разрывных структур которого является Главный Копетдагский разлом, обладает дискретной сейсмичностью с четко выделяющимися Красноводским и Ашхабадским районами повышенной сейсмичности и Казанджикским и Каахкинским малосейсмичными районами.

Расчеты, выполненные по данным "Карты эпицентров землетрясений Туркмении по инструментальным и сейсмическим данным с 2000 г. до н.э. по 1973 г.", составленной Г.Л. Голинским и К.Д. Лагучкиной, показывают, что в регионе (из 550 зафиксированных землетрясений с M (магнитудой) от 3 до 8,2) преобладают землетрясения с глубинами очагов 11—20 км (49%); землетрясения с глубинами до 10 км составляют 35%, 21—40 км — 13%, 41—70 км — 3%. Здесь резко доминируют землетрясения с $M=3-5$ — 86%, с $M=5,1-6$ — 10%, с $M=6,1$ и более — 4%.

Чтобы выяснить отражение зоны Главного Копетдагского разлома в сейсмичности региона на основе упомянутой выше карты эпицентров землетрясений, построены схемы плотности¹ эпицентров землетрясений по глубине и по магнитуде и проведено сопоставление полей плотности эпицентров землетрясений со структурами зоны разлома [Полетаев, 1982].

Построенные схемы плотности эпицентров землетрясений демонстрируют стабильное расположение полей плотности эпицентров землетрясений на северо-западном (Красноводск—Небитдаг) и юго-восточном флангах (Бахарден—Каахка) зоны Главного Копетдагского разлома с Красноводским, Небитдагским и Ашхабадским максимумами плотности.

Территория Западнокопетдагского участка (Казанджик—Бахарден) и крайнего юго-восточного окончания (юго-восточнее пос. Каахка) зоны разлома в полях плотности выражены минимумами.

¹ Схемы плотности построены по палетке, образованной сеткой координат карты масштаба 1:1 000 000, отвечающей трапеции размера 9×11 см и площадью примерно 9900 км².

Осевые линии максимумов плотности эпицентров землетрясений разных глубин (рис. 31) образуют узкие зоны концентрации очагов землетрясений. Североиранская зона субширотного простирания протягивается на территории Северного Ирана (за пределами зоны исследуемого разлома) с запада на восток от Горгана через Боджнурд к Мешхеду и пространственно совпадает с дугой Североиранских впадин: Горганским прогибом на западе, с долиной Атрека в центре дуги и Кучано-Мешхедским прогибом на востоке. Две зоны имеют меридиональное простирание: Бахарден-Боджнурдская (с глубинами очагов 41—70 км) и Ашхабад-Кучанская (с глубинами 0—40 км). Зона северо-западного простирания — Балхан-Копетдагская (с глубинами очагов 0—70 км) совпадает с простиранием зоны Главного Копетдагского разлома и характеризуется широким разбросом осевых линий максимумов плотности эпицентров землетрясений на Западнокопетдагском участке зоны разлома (на отрезке между городами Казанджик и Бахарден).

Сопоставление полей плотности эпицентров землетрясений Балхан-Копетдагского региона с его региональной разрывной структурой (см. рис. 31) показывает, что основными сейсмоконтролирующими структурами региона являются Большебалхан-Муздеранская зона концентраций продольных разрывов северо-западного простирания, Межбалхан-Узбойская и Дамган-Бахарденская северо-восточно-го простирания и Каахка-Мешхедская — субмеридионального.

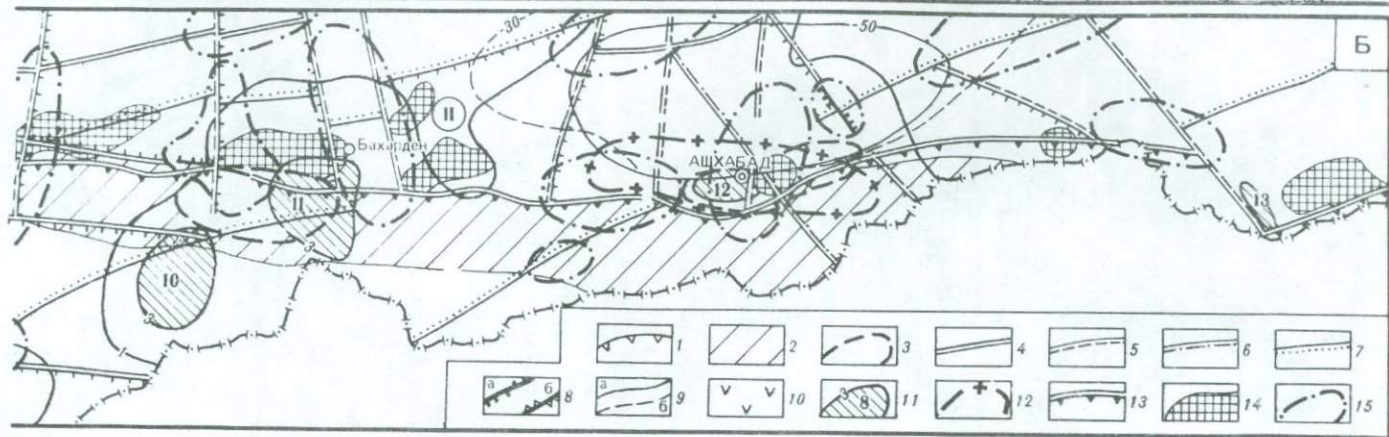
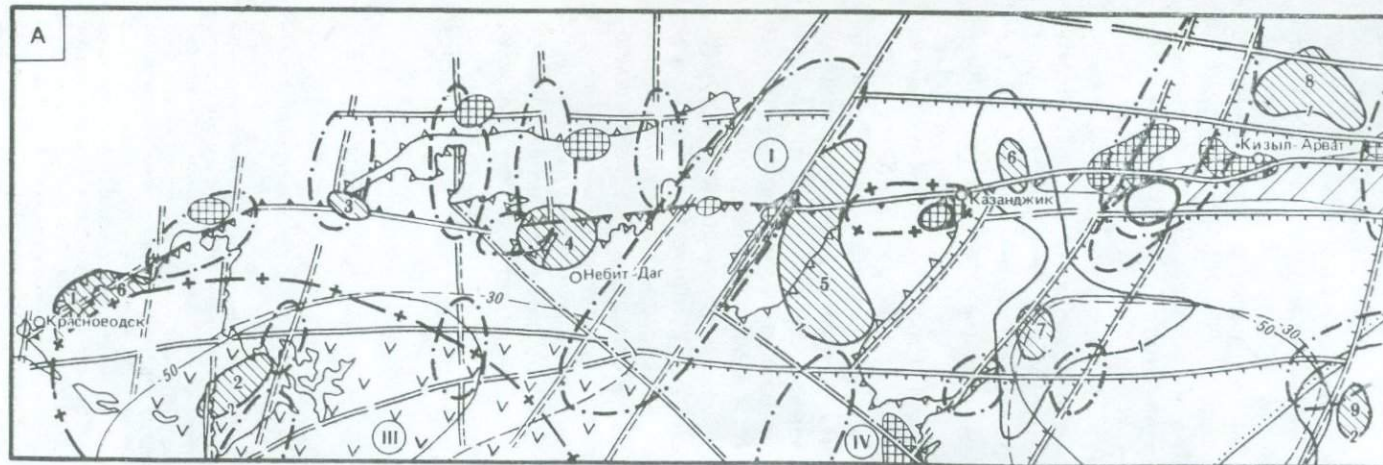
Большебалхан-Муздеранская зона трассируется по оси максимумов плотности эпицентров землетрясений региона; Межбалхан-Узбойская с юго-востока ограничивает Краснодарский сейсмоопасный район; Дамган-Бахарденская — с северо-запада, а Каахка-Мешхедская с востока ограничивают Ашхабадский сейсмоопасный район.

В результате сопоставления выяснилось, что зона Главного Копетдагского разлома на схемах плотности эпицентров землетрясений с различными глубинами и магнитудами трассируется по оси максимумов плотности — Краснодарского, Небитдагского, Казанджикского, Ашхабад-Кучанского или резко ограничивает их с северо-востока (см. рис. 31).

Очевидное сейсмоконтролирующее значение имеют широко развитые в зоне Главного Копетдагского разлома поперечные нару-

Рис. 31. Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в суммированном поле плотности эпицентров землетрясений

1 — зона Главного Копетдагского разлома; 2 — узлы осложнения тектонической структуры зоны разлома; 3 — разломы кристаллического основания зоны разлома и сопредельных территорий; 4 — линейменты, отсифрированные по топооснове и космическим снимкам; 5 — контуры горноскладчатого сооружения; 6 — горноскладчатые сооружения; 7 — области опусканий; 8 — зоны относительных поднятий на территории современных опусканий; 9—11 — зоны концентраций эпицентров землетрясений с глубиной, км: 9 — 0—29, 10 — 21—40, 11 — 41—70; 12 — зоны активной современной переработки разрывными нарушениями и их номера (цифры на схеме): 1 — Большебалхан-Муздеранская, 2 — Челекен-Гомбедабусская, 3 — Туаркыр-Боджнурдская, 4 — Большебалхан-Кизылатрекская, 5 — Ашхабад-Кучанская, 6 — Каахка-Мешхедская, 7 — Теджен-Муздеранская, 8 — Челекен-Туаркырская, 9 — Межбалхан-Узбойская, 10 — Дамган-Бахарденская, 11 — Нишапур-Тедженская, 12 — Кубадаг-Большебалханская, 13 — Сумбар-Ашхабадская, 14 — Северо-Иранская (Дамган-Мешхедская); 13 — зона расхождения осевых линий максимумов плотности эпицентров землетрясений с различными глубинами



шения и в первую очередь Межбалхан-Узбойская зона (см. рис. 31), отделяющая Краснодарский сейсмоопасный район с Краснодарским и Небитдагским максимумами плотности эпицентров землетрясений от менее сейсмичного Казанджик-Бахарденского участка зоны разлома.

Аналогичное северо-восточное простирание имеет и другое поперечное нарушение — Дамган-Бахарденское, ограничивающее с северо-запада Ашхабадский сейсмоопасный район юго-восточного фланга зоны разлома от менее сейсмичного Центрального участка зоны на отрезке Казанджик—Бахарден.

Практически во всех полях плотности эпицентров землетрясений выделяется Каахка-Мешхедская поперечная зона субмеридионального простирания, отделяющая, как было указано раньше [Ишутин, 1970], сейсмоактивные территории Копетдага и Северного Ирана от "сеймопассивных" пространств Туранской плиты, и ограничивающая, в частности, Ашхабадский сейсмоопасный район с востока от Каахкинского малосейсмичного района.

Для более детального сопоставления сейсмичности зоны разлома с ее отдельными элементами была построена схема плотности эпицентров землетрясений в масштабе 1:1 000 000 с помощью фиксированной палетки 2×2 см и площадью 400 км² (рис. 32).

Эта схема показывает еще бóльшую дискретность сейсмичности зоны, на территории которой четко выделяются два поля плотности — Кубадаг-Большебалханское и Центральнокопетдагское, разделенное Малобалхан-Западнокопетдагской площадью значительных размеров (на отрезке Казанджик—Арчман) отдельных единичных максимумов — Малобалханского (1 ед.), Казанджикского и Карагезского (или Гяурлинского) (2 ед.), Кизыларватского (1 ед.), Каракалинского (2 ед.).

В Кубадаг-Большебалханском поле плотности выделяются Краснодарский (6 ед.), Дарджинский (2 ед.) и Большебалханский (Небитдагский) (7 ед.) максимумы.

В Центральнокопетдагском поле плотности выделяются Сумбарский (5 ед.), Арвазский (4 ед.) и наиболее высокий — Ашхабадский (17 ед.) максимумы плотности эпицентров землетрясений.

Характерно, что большинство максимумов плотности эпицентров

Рис. 32. Схема сеймотектоники зоны Главного Копетдагского разлома

1 — контуры горноскладчатых сооружений; 2 — зона Главного Копетдагского разлома; 3 — участки усложнения тектонической структуры зоны разлома; 4—7 — разломы фундамента: 4 — продольные, 5 — поперечные, 6 — диагональные субширотные, 7 — диагональные субмеридиональные; 8 — участки шарнирного скручивания блоков земной коры, ограниченных разломами фундамента (а — сбросы, б — взбросы); 9 — изолинии поверхностей (а — Коирада, б — Мохоровичича); 10 — область базификации земной коры; 11 — максимумы плотности эпицентров землетрясений (1 — Краснодарский, 2 — Челекенский, 3 — Белекский, 4 — Большебалханский, 5 — Малобалханский, 6 — Казанджинский, 7 — Карагезский, 8 — Кизыларватский, 9 — Каракалинский, 10 — Сумбарский, 11 — Арвазский, 12 — Ашхабадский, 13 — Хивебадский); 12 — очаговые области сильных землетрясений; 13 — Предкопетдагский сеймотектонический шов; 14 — максимумы плотности голоценовых и позднплейстоценовых разрывных дислокаций; 15 — участки предполагаемого максимального разрушения структуры зоны разлома при землетрясениях. Тектонические клинья, испытывающие максимальную современную переработку (римские цифры на схеме): I — Огланлы-Небитдаг-Коджский, II — Кодж-Артык-Акбенкский, III — Челехен-Гограндагский, IV — Гограндаг-Гяурлинский

Таблица 6

Сейсмомиграционные ряды зоны Главного Копетдагского разлома

Ряд	Ориентировка ряда	Время землетрясений	Основные параметры миграций		Протяженность ряда*, км	
			Направление	Характер		
Кубадагский	Субширотная	1894, 1903, 1926	Восток—запад	Поступательный	30	
Котуртеп-Черкезлинский	"	1895, 1947 1942, 1947	Запад—восток Восток—запад	Встречный (центростремительный)	100	
Изгантский	"	1928, 1950 1928, 1959	Запад—восток Восток—запад	Расходящийся (центробежный)	40	
Гауданский	"	X. 1948, 1961, 1966 X. 1948, XII. 1948	Запад—восток Восток—запад	Центробежный	20	
Белекский	Субмеридиональная	1896, 1909, 1957	Юг—север			Поступательный
Балла-Ишем-Огланлинский	"	1930, 1942 1930, 1947	Юг—север Север—юг	Центростремительный	20	
Геоктепинский	"	1952, XII. 1959 II. 1959, XII. 1959	Юг—север Север—юг			30
Межбалханский	Северо-восточная	1914, 1951; 1914, 1942, 1950	Северо-восток—юго-запад Юго-запад—северо-восток			100
Каракалинский	"	1971, 1972	Северо-восток—юго-запад	Поступательный	15	
Арчман-Бамийский	Северо-западная	18.IX. 1963, 20.IX. 1963	Юго-восток—северо-запад	"	20	
Геоктеп-Бахарденский	"	1929, 1959, 1968; 1929, 1970	Северо-запад—юго-восток Юго-восток—северо-запад	Центростремительный	80	
Центрально-копетдагский	"	1929, 1948; 1929, 1952	Северо-запад—юго-восток Юго-восток—северо-запад	"	35	

* Полная протяженность рядов обычно значительно превышает указанную, ограниченную границами зоны разлома.

тяготеют к узлам пересечения продольных (северо-западных или субширотных) и поперечных (северо-восточных или субмеридиональных) разрывов складчатого основания зоны разлома, а Арвазский и Ашхабадский максимумы расположены непосредственно на площадях Арчман-Нохурского и Несско-Первомайского (Ашхабадского) узлов максимальный тектонической подвижности зоны (см. рис. 32).

Сопоставление расположения эпицентров высокомагнитудных землетрясений зоны разлома с глубинным строением и геологической структурой зоны показывает, что пространственно эпицентры сильных землетрясений тяготеют к следующим участкам зоны: 1) к неустойчивым, динамически подвижным участкам сочленения горных сооружений и смежных опусканий (прогибов), фиксируемых по всем глубинным срезам земной коры вплоть до поверхности Мохоравичича (Красноводское землетрясение 1895 г., $M=8,2$; Ашхабадское — 1948 г., $M=7,3$); 2) к границе базификации коры (Красноводское землетрясение 1895 г.); 3) к узлам пересечения продольных и поперечных нарушений фундамента — северо-западного и субмеридионального (Ашхабадское землетрясение 1948 г.); 4) к участкам тектонического усложнения зоны разлома, являющимися, вероятно, узлами максимальной тектонической подвижности (Казанджикское землетрясение 1946 г., Ашхабадские 1948, 1968 гг., Арчманское 1963 г., $M=4,5$); 5) к участкам максимальных амплитуд взбрасывания горноскладчатых сооружений на смежные прогибы и впадины (Казанджикское землетрясение 1946 г., Ашхабадские 1948, 1968 гг.); 6) к острым углам, образованным пересечением продольных и поперечных нарушений (Красноводское землетрясение 1895 г., Казанджикское 1946 г., Ашхабадское 1948 г.).

Характерной особенностью сейсмичности зоны Главного Копетдагского разлома является тенденция эпицентров землетрясений вести себя независимо от конкретных разрывных линий. Такая независимость в расположении эпицентров землетрясений реализуется в образовании специфических рядов землетрясений, которые предлагается называть сейсмомиграционными [Полетаев, 1984], понимая под этим линейно-ориентированные ряды землетрясений с поступательным или возвратно-поступательным как во времени, так и в пространстве проявлением сейсмических событий (табл. 6).

Ориентировка сейсмомиграционных рядов аналогична простирациям основных разрывных нарушений глубинной и геологической структуры зоны разлома, но конкретные совпадения сейсмомиграционного ряда и какого-либо разрыва встречаются редко (Кубадагский, Предкопетдагский и некоторые другие); более часты случаи несовпадения указанных линий. Последнее обстоятельство может свидетельствовать об относительной автономности сейсмичности зоны, причины которой не могут быть с полной уверенностью увязываться со строением региона.

Можно предполагать, что "секущие" сейсмомиграционные ряды представляют собой отражение или проявление в верхней части земной коры происходящих ныне деформаций глубинных частей ее.

ОБЩАЯ МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ
ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА
ПО ХАРАКТЕРУ РАЗРУШЕНИЙ В ОЧАГАХ

Анализ разрушений в очаговых зонах высокомагнитудных землетрясений зоны Главного Копетдагского разлома показал следующее.

Для землетрясений Кучанского сейсмоопасного района, непосредственно примыкающего к юго-восточному флангу зоны разлома, характерны главные сейсмоудары и последующие подвижки в меридиональном направлении. Это ярко иллюстрирует характер разрушений г. Кучана в момент Кучанского землетрясения 17 ноября 1893 г. с $M=6,6$ [Цимбаленко, 1899].

Для Красноводских землетрясений также характерны основные подвижки в субмеридиональном направлении, что достаточно хорошо описано в литературе [Ивановский, 1899] и подтверждается сохранившимися и хорошо дешифрируемыми на аэрофотоснимках остаточными дислокациями земной поверхности в районе Каратенгира. Они имеют вид последовательно опускающихся на юг ступенчатых сбросов субширотного простириания. Для Ашхабадских землетрясений, имевших место в промежутке между землетрясениями предыдущих районов, характерно субмеридиональное или восточное сжатие, что наиболее достоверно установлено для Ашхабадского землетрясения 5 ноября 1948 г. с $M=7$ [Рустанович, 1967; Балакина и др., 1972], и комплексные подвижки в субширотном или северо-восточном направлениях [Горшков, 1949] по типу взброса (поднято южное—юго-западное крыло) или сброса (опущено северо-восточное крыло) с одновременной сдвиговой подвижкой [Копп и др., 1964; Трифионов, 1974, 1976а,б, 1977] северо-западного (правый сдвиг) или северо-восточного (левый сдвиг) простирианий.

Более детальные наблюдения возможного характера разрушений при землетрясениях этого района проведены автором на городище Новая Несса [Полетаев, 1982]. Полевое обследование и дешифрирование аэрофотоснимка крепости (рис. 33) показало, что двумя разрывами — северо-западного (300°) и северо-восточного (40°) простирианий территория крепости разбита на два блока: 1) северо-восточный — наиболее опущенный и разрушенный; 2) юго-западный — приподнятый и менее разрушенный.

В юго-западном блоке выделяются микроблоки: 2а — северо-западный и, 2б — юго-восточный. Северо-западный микроблок расположен гипсометрически выше северо-восточного блока, но ниже юго-восточного микроблока и имеет при одинаковом качестве строительного материала лучшую сохранность стен по сравнению с северо-восточным блоком, но худшую — по сравнению с юго-восточным микроблоком. Юго-восточный же микроблок имеет самые высокие (до 25 м) и хорошо сохранившиеся стены.

Северо-восточный блок отделен от юго-западного разрывным уступом (сбросом с опущенным северо-восточным крылом) высотой до 1,5 м, прослеживающимся на северо-запад до устья Фирюзинского ущелья, а на юго-восток в район пос. Первомайский и далее до пос. Калининский и называемым Харварским взбросо-сдвигом

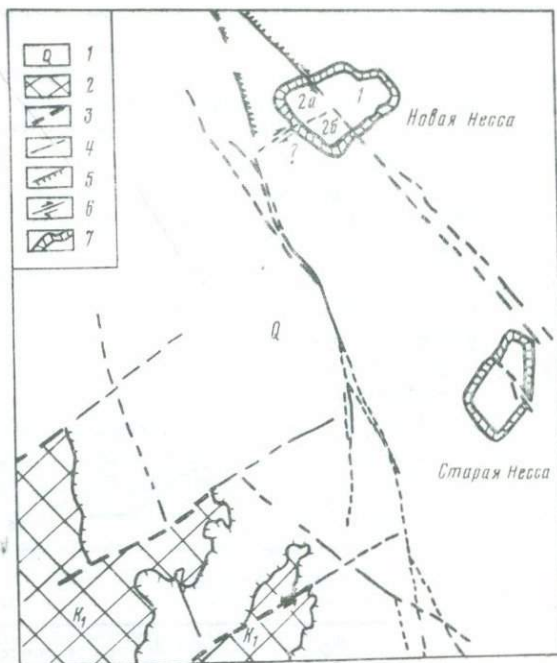


Рис. 33. Кинематика разрывных нарушений, рассекающих крепость Новая Несса в эпицентральной зоне Ашхабадских землетрясений

1, 2 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — нижнемеловые; 3, 4 — разрывы: 3 — коренной структуры Копетдага, 4 — четвертичного чехла и антропогенных сооружений; 5, 6 — кинематика 5 — сбросы, 6 — сдвиги; 7 — крепостные стены

[Калугин, 1945; Горшков, 1947б], так как по этому разрыву намечается и горизонтальное правостороннее смещение северо-восточного блока крепости по отношению к юго-западному с амплитудой до 2—5 м (см. рис. 33).

В юго-западном блоке северо-западный микроблок отделен от юго-восточного разрывом северо-восточного простирания, на северо-востоке обрезанным Харварским взбросо-сдвигом, а на юго-запад прослеживающимся далеко в теле предгорного пролювиального шлейфа. По этому разрыву намечается правостороннее смещение юго-западной стены крепости, что не характерно для разрывов северо-восточного простирания, смещающих коренную структуру Копетдага левосторонними сдвигами (см. рис. 33).

Известно, что районы Старой и Новой Нессы подвергались высокомагнитудным землетрясениям в 2000 г. до н.э., а также 10 и 953 гг. н.э. [Горшков, 1947б; Новый..., 1977].

На основании приведенных выше данных о характере перемещений по разрывам, т.е. о кинематике разрывов, рассекающих развалины крепости Новая Несса, можно предположить, что механизм разрушения ее состоял из субширотного или северо-восточного сейсмического удара, вызвавшего неравномерные горизонтальные и вертикальные подвижки стен крепости в северо-восточном направ-

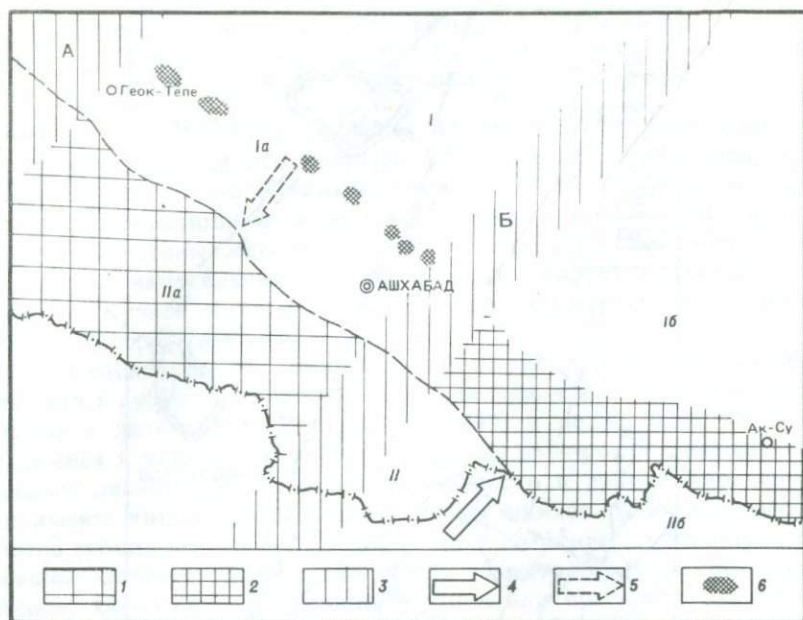


Рис. 34. Гипотетическая модель деформаций земной коры в эпицентральной зоне Ашхабадского землетрясения 1948 г. (по данным М.П. Сукачевой и Д.Н. Казанли, 1949 г.)

Блоки: I — Предгорный, опущенный (микроблоки Ia — Геоктепинский, Ib — Аксуйский), II — Копетдагский, поднятый (микроблоки IIa — Фирузинский, IIб — Халацский)

I — район умеренных нарушений; 2 — район интенсивных нарушений; 3 — поперечные глубинные разломы (А — Геоктепинский, Б — Гаурский); 4 — направление сейсмического сжатия; 5 — направление сейсмического растяжения; 6 — участки развития грязевых вулканов

лении. В результате этого возникла своеобразная "клавишная" структура из трех разновысотных блоков с одновременным или последующим правосторонним смещением северо-восточного блока крепости по отношению к юго-западному по основному продольному сбросо(взбросо)-сдвигу северо-западного простирания.

Таким образом, модель разрушения Новой Нессы складывается из двух крутящих моментов (левостороннего северо-восточного и правостороннего северо-западного) и резкого воздымания юго-западного блока крепости.

Аналогичная модель намечается и для очаговой зоны Ашхабадского землетрясения в октябре 1948 г. с $M=7,3$, анализ разрушений земной поверхности которого выполнен по данным М.П. Сукачевой и Д.Н. Казанли (1949 г.).

В очаговой зоне этого землетрясения по характеру разрушений также выделяются два блока — северо-восточный предгорный и юго-западный горный (рис. 34). В юго-западном горном блоке наибольшему разрушению подвергся юго-восточный Халацский микроблок, на территории которого образовалось большое количество субширотных сейсмодислокаций сбросового типа с опущенными северными крыльями, что указывает на воздымание юго-западного блока (Ю-

петдага) и взбрасывание его на северо-восточный (Предгорную равнину).

Северо-западный Фирюзинский микроблок юго-западного блока нарушен в момент землетрясения значительно меньше, а граница интенсивности разрушений контролируется поперечным Гяурским разрывом.

В предгорном северо-восточном блоке наибольшие разрушения испытал северо-западный Геоктепинский микроблок. Здесь, помимо трещинных нарушений, в момент землетрясения были широко развиты грязевые вулканы, вытянутые в цепочки, ориентированные параллельно Копетдагу и расположенные примерно в 10—15 км к северо-востоку от подножия Передового хребта [Мирошниченко, 1951]. Наличие грязевого вулканизма указывает, вероятно, на первоначальное растяжение и опускание этого микроблока по отношению к Фирюзинскому приподнятому с последующим гидродинамическим ударом и захлопыванием трещин излияния вследствие правостороннего сдвигового проскальзывания. Распределение грязевых вулканов четко контролируется Геоктепинским (на северо-западе) и Гяурским (на юго-востоке) поперечными разрывами северо-восточного простирания. Наименьшие разрушения испытал юго-восточный микроблок Предгорного блока.

Описанный характер разрушений в очаговой зоне Ашхабадского землетрясения подтверждает представление о несколько косом расположении вспарывающего шва к простиранию Копетдага в плане и в разрезе. Геоктепинский фланг шва заглублен по отношению к Халацкому [Шебалин, 1974], что подтверждается и данными об Ашхабадском землетрясении 15 ноября 1968 г. [Голинский, Непесов, 1975], а перемещение блоков в очаге вкрест и по простиранию шва происходило по принципу широко распространенного в зоне Главного Копетдагского разлома шарнирного или ленточного скручивания блоков [Крымус, Лыков, 1969, 1972], контролируемого поперечными разрывами северо-восточного простирания — Геоктепинским и Гяурским (см. рис. 34).

Таким образом, по данным о характере разрушений в очаговых зонах высокомагнитудных землетрясений зоны Главного Копетдагского разлома можно предположить следующую модель напряженного состояния зоны исследованного разлома: северо-западный (Красноводский) и юго-восточный (Кучанский) фланги зоны испытывают субмеридиональное, а центральный (Ашхабадский) участок — северо-восточное или субширотное сжатие. В результате этого возникает тенденция к неравномерному шарнирному скручиванию верхней части земной коры вдоль всей зоны разлома с сопутствующим комплексом правосторонних смещений по продольным разрывам зоны северо-западного простирания и взбросовых подвижек вдоль разрывов северо-восточного простирания, т.е. вкрест простирания зоны.

Современные сейсмические явления, интенсивно и широко развитые в зоне Главного Копетдагского разлома, не могли не привести к образованию также широко развитых в зоне разлома структурных новообразований — современных дислокаций. Они представлены трещинами без смещения и разрывами со смещением молодого возраста (верхний плейстоцен—голоцен [Копп и др., 1964; Трифонов, 1974]), т.е. образовавшимися в течение последних 70 тыс. лет, часть которых достоверно может быть связана с конкретными сейсмическими событиями и считаться, таким образом, сейсмодислокациями [Горшков, 1977].

В целях изучения современных дислокаций и сейсмодислокаций, развитых в зоне Главного Копетдагского разлома, было отдешифровано около 2000 аэрофотоснимков масштаба 1:33 000—1:37 000, проведены полевые наблюдения дислокаций на местности и использованы данные М.П. Сукачевой и Д.Н. Казанли (1949 г.), А.С. Бирман, М.Л. Копп с соавторами [1964], Л.М. Расцветаева, В.Г. Трифонова [1965], В.Г. Трифонова [1973, 1974, 1976б, 1977, 1980].

Площадь дешифрования охватывает полосу предгорий Копетдага, т.е. Предразломной зоны фронтальной современной переработки юго-западного крутого борта Предкопетдагского прогиба на отрезке между пос. Аннау и г. Казанджик и далее на северо-запад в Данатинском и Межбалханском коридорах, на Малом и Большом Балхане, на востоке Кубадага (Каратенгирский участок).

Многие из отдешифрованных дислокаций подтверждены полевыми наблюдениями В.Г. Трифонова, Л.М. Расцветаева, М.Л. Коппа (на Центральном Копетдаге), В.Г. Трифонова (на Западном Копетдаге), В.Г. Трифонова, Л.М. Расцветаева и автора данной работы (на Большом Балхане).

В результате проведенных исследований составлена "Схема голоценовых и позднплейстоценовых дислокаций зоны Главного Копетдагского разлома" масштаба 1:500 000, анализ и сопоставление которой с глубинным строением, геологическим строением и сейсмичностью зоны позволил значительно уточнить представления о современной динамике зоны разлома [Полетаев, 1975; 1983а, б].

Элементарные формы, присущие современным и сейсмодислокациям, представлены в основном ложбинами и уступами глубиной и высотой в первые метры, эродированными иногда на значительную глубину (рис. 35—37).

В плане современные дислокации пересекают различные элементы предгорного ландшафта — овраги, конусы выноса, русла небольших рек и ручьев и разделяющие их водораздельные гребни и прослеживаются в виде прямолинейных (Актепинский, Гямийский, Каратенгирский, Белехский и другие участки), изогнутых (Несский, Шорхауданский и др.) и ветвящихся (Первомайский и Калининский участки) линий и их систем, протягивающихся на расстояние от первых десятков метров до 10 км и более (см. рис. 35, 36).

Кинематические типы дислокаций представлены в основном

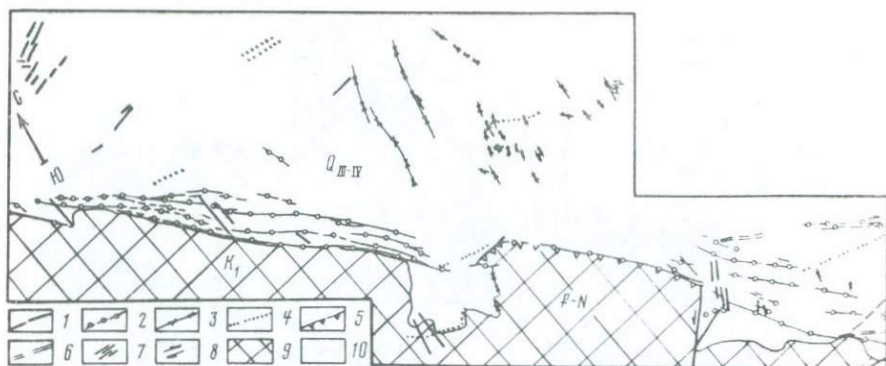


Рис. 35. Современные дислокации Искандер-Эйшемского тектонического узла
 1—7 — современные разрывные дислокации: 1 — субмеридиональные (север-северо-восточные), 2 — субширотные (запад-северо-западные), 3 — субмеридиональные (север-северо-западные), 4 — субширотные (восток-северо-восточные), 5 — совпадающие с трассой геологического разрыва, 6 — сдвоенные дислокации, 7 — участки сгущения дислокаций; 8 — направление смещения по дислокациям; 9 — горноскладчатое сооружение Копетдага; 10 — Предкопетдагская равнина

право- и левосторонними сдвигами, надвигами и взбросами (см. рис. 33, 35); сбросы развиты реже, но на Каратенгирском участке преобладают.

Среди дислокаций выделяются полого-, крутонаклоненные и вертикальные. Большинство дислокаций имеют южные (реже северные) падения от 10 до 40° [Копп и др., 1964].

Среди простираний современных дислокаций и сейсмодислокаций резко преобладают северо-западные (300 — 310°), в подчиненном отношении находятся северо-восточные, очень редко встречаются субмеридиональное и субширотное простирания (см. рис. 35, 36).

Как правило, по дислокациям северо-западного простирания фиксируются правосторонние смещения русел ручьев [Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифионов, 1965; Трифионов, 1973, 1974, 1976а,б, 1977; Езиашвили, 1972] (например, на Актепинском участке), гребней водоразделов (на Первомайском и Шорхауданском участках), барханов (Гямийский участок) и других мелких форм рельефа, инженерно-технических (арыки, железнодорожные пути) антропогенных сооружений (одна из таких разрывных дислокаций, как было показано выше, рассекает развалины крепости Новая Несса).

По дислокациям северо-восточного простирания устанавливаются левосторонние сдвиговые смещения (например, Несский участок), пологие надвиги и взбросы (Калининский и Келятинский, Первомайский участки), а также сбросы (Каратенгирский участок), часто развитые по субширотным нарушениям.

Амплитуды взбросовых перемещений не превышают первых метров, а сдвиговых — первых десятков метров.

Отмечается, что наиболее протяженные (до 10 км и более) — дислокации северо-западного простирания, наиболее короткие (до 5 км) — северо-восточного, промежуточной длины — субширотные. Это соответствует количественным взаимоотношениям длин дизъюнк-

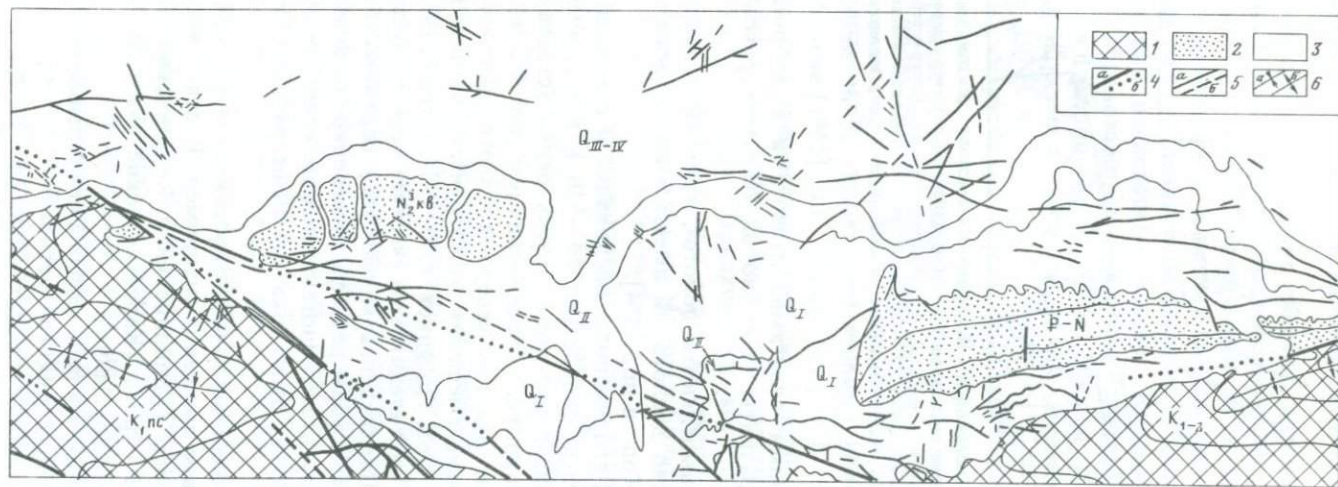


Рис. 36. Современные разрывные дислокации Несско-Первомайского тектонического узла

1 — горноскладчатое сооружение Центральнокопетдагского участка зоны Главного Копетдагского разлома; 2 — зона предгорных новейших складок; 3 — зона предгорных новейших опусканий; 4 — разрывы геологической структуры: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — современные разрывные дислокации (и сейсмодислокации): а — достоверные, б — предполагаемые; б — оси складок: а — синклиналей, б — антиклиналей



Рис. 37. Поперечный профиль долины, развитой по одной из современных разрывных дислокаций в эпицентральной зоне Ашхабадских землетрясений

тивов аналогичных простираний в коренной структуре Копетдага [Расцветаев, 1966].

Изученные современные разрывные дислокации и сейсмодислокации образуют крупную систему нарушений северо-западного простирания шириной до 5—10 км и протяженностью до 500 км (на отрезке Душак—Небитдаг), пространственно совпадающую с зоной расположения эпицентров высокомагнитудных землетрясений региона — Казанджикского 1946 г., Ашхабадских 1948, 1968 гг., Арчманского 1963 г., Каахкинского 1966 г. и др.

Внутри этой крупной системы (макросистемы) выделяются отдельные системы (микросистемы) с простиранием $270-90^\circ$ (Ашхабадский участок), $300-120^\circ$ (доминирующее на участках Казанджик-Арчман, Бахарден—Геок-Тепе и на Каратенгир-Огланлинском участке), $340-160^\circ$, $0-180^\circ$ (Бахарденский и Ягман-Огланлинский участки), $20-200^\circ$, $60-240^\circ$ (Межбалхан-Узбойский участок).

Количество и густота дислокаций существенно возрастают при приближении к Несско-Первомайскому, Арчман-Нохурскому, Искандер-Эйшемскому, Кизылджабаирскому, Межбалханскому участкам тектонического усложнения зоны разлома, подтверждая наибольшую современную тектоническую подвижность данных участков.

В целях изучения закономерностей пространственного расположения дислокаций и корреляции их с другими сейсмическими и геологическими параметрами зоны была построена "Схема плотности современных дислокаций зоны Главного Копетдагского разлома" в масштабе 1:1000000, анализ которой дал следующие результаты.

Современные дислокации зоны Главного Копетдагского разлома

образуют сеть с простираниями линий $270-90^\circ$, 300° , 340° , 0° , 20° , 60° , т.е. подчинены сетке планетарной трещиноватости [Шульц, 1973], что свидетельствует о разгрузке современных тектонических движений по единому структурному каркасу. Отметим характерные особенности расположения дислокаций.

Дислокации орографически развиты в зоне сочленения горноскладчатых сооружений (Копетдага, Малого и Большого Балхана) и смежных предгорных прогибов (Предкопетдагского, Межбалханского, Северо-Балханского и Келькорского). Исключение составляет только Каратенгирский участок развития современных дислокаций, расположенный на равнинной перемычке между Кубадагом и Большим Балханом.

Геологически максимумы плотности современных дислокаций и сейсмодислокаций соседствуют с участками наиболее "высокого" современного залегания наиболее древних для зоны пород — юрских (Большой Балхан) и нижнемеловых (Копетдаг), или с интенсивно растущими современными поднятиями (Кизылджабаирское, Кешиньбаирское).

Тектонически современные дислокации образуют мощную (до 10 км) и протяженную (до 500 км) подзону интенсивной современной переработки верхней части земной коры перед фронтом Главного Копетдагского разлома.

Неотектонически полоса развития современных дислокаций совпадает с полосой интенсивных градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап. Максимумы плотности современных дислокаций трассируют основные разломы продольного (Главный Копетдагский) и поперечного (Межбалхан-Узбойский) простираний, причем от максимумов плотности разрывов зоны Главного Копетдагского разлома максимумы плотности современных дислокаций отстоят на расстоянии 20 км в северо-восточном направлении. Максимумы плотности дислокаций тяготеют к местам шарнирного скручивания разрывов, контролируемых пересечением продольных и поперечных нарушений.

Кроме того, они располагаются над зоной перепадов значений глубин поверхности кристаллического фундамента, соответствующих глубинным разломам [Одеков и др., 1972, 1974], и над зоной высокоинтенсивного градиента силы тяжести [Амурский и др., 1974].

В сейсмическом плане региона полоса развития современных дислокаций совпадает с зоной развития глубинных сейсмодислокаций [Щукин, 1973, 1977, 1979] и в целом и отдельными максимумами, однако они практически не связаны, за исключением Ашхабадского района, с максимумами плотности эпицентров землетрясений.

Частичное несовпадение максимумов плотности современных дислокаций, рассматриваемых большинством исследователей [Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1973; и др.] как сейсмодислокации, отражающие на поверхности образование разрывов и перемещение масс горных пород в очаге землетрясения [Трифонов, 1973], с максимумами плотности глубинных сейсмодислокаций и в большинстве случаев несовпадение их с максимумами плотности эпицентров землетрясений свидетельствует, очевидно, об

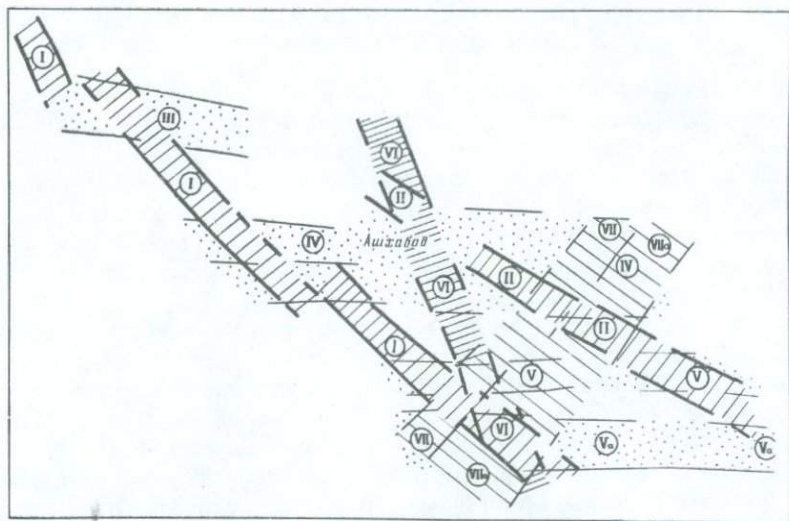


Рис. 38. Схема концентраций современных разрывных дислокаций и сейсмодислокаций очаговой зоны Ашхабадского землетрясения 1948 г.

Зоны концентраций простирания: северо-западного (I — Несско-Первомайская, II — Ашхабад-Аннауская), субширотного (III — Чули-Актепинская, IV — Бикрава-Каранаурская, V — Первомайская, Va — Калининско-Шорхауданская), субмеридионального (VI — Куртли-Первомайская), северо-восточного (VII — Первомайско-Аннауская, VIIa — Калининско-Каранаурская)

особых опосредованных взаимоотношениях между процессами в очаговых зонах землетрясений и поверхностными современными дислокациями.

В целях более детального изучения пространственного расположения современных дислокаций для Ашхабадского сейсмоопасного района была составлена "Схема плотности современных дислокаций" в масштабе 1:100 000, а на ее основе — "Схема концентраций современных дислокаций Ашхабадского сейсмоопасного района", показавшая концентрацию современных дислокаций (рис. 38) в зонах ортогонального и диагонального простираний, в целом отвечающих простираниям разломов фундамента и разрывов приповерхностной геологической структуры.

Характерной особенностью пространственного расположения современных дислокаций, вскрывшейся в результате проведенных исследований, является группировка максимумов плотности дислокаций в образованных разрывами фундамента клиньях — Огланлы—Небитдаг-Коджском и Кодж—Артык-Акбеикском — северо-восточнее зоны Главного Копетдагского разлома, и Челекен-Гограньдагском и Гограньдаг-Гяурлинском — юго-западнее зоны (см. рис. 32). Это свидетельствует о прямой взаимосвязи глубинных и поверхностных процессов и о контролирующем значении первых.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

С целью выяснения пространственных соотношений сейсмических (плотность эпицентров, гипоцентров землетрясений и глубинных сейсмодислокаций) и геологических (плотность разрывов, современных дислокаций и градиент скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап) параметров построена и проанализирована "Схема корреляции количественных сейсмических и геологических параметров зоны Главного Копетдагского разлома" в масштабе 1:1000000 (рис. 39).

По характеру взаимного пространственного расположения осевых линий максимумов плотности исследованных параметров и максимумов значений градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап, по И.В. Шукиной, в зоне Главного Копетдагского разлома с северо-запада на юго-восток выделяются четыре сейсмогеологические подзоны (см. рис. 39), отличающиеся расположением осевых линий максимумов плотности параметров, их количественными значениями и строением сейсмоактивного слоя (табл. 7) [Полетаев, 19836].

1. Красноводская (Кубадаг-Большебалханская) подзона перекрестного или "мозаичного" расположения осевых линий максимумов плотности исследуемых параметров, повышенных количественных значений изученных параметров и высокомагнитудных землетрясений (Красноводское 1895 г. с $M = 8,2$; Казанджикское 1946 г. с $M = 7,0$). Ширина подзоны 50—60 км.

2. Казанджикская (Западно-Копетдагская) подзона "линейного" схождения осевых линий максимумов плотности и заданных параметров, меньших количественных значений и меньшей сейсмической активностью (см. табл. 7). Ширина подзоны не превышает 20 км, протяженность — около 130 км (на отрезке между городами Казанджик и Кизыл-Арват).

3. Ашхабадская (Центрально-Копетдагская) подзона также "линейного", но более широкого расположения осевых линий макси-

мумов плотности параметров и более частых (2000 г. до н.э., 10, 953, 1948 гг. н.э.) высокомагнитудных ($M \geq 7$) землетрясений. Ширина подзоны достигает 40 км, протяженность 200—220 км (на отрезке Кизыл-Арват—Ашхабад).

4. Каахкинская (Восточно-Копетдагская) подзона еще более широкого "линейного" расхождения осевых линий максимумов плотности параметров, пониженных количественных значений параметров и слабой сейсмичности. Ширина подзоны 60—80 км, протяженность — до 200 км (на отрезке Ашхабад—Душак).

Выделенные таким способом сейсмогеологические подзоны отделяются друг от друга "узлами пересечения" осевых линий максимумов плотности коррелируемых параметров, совпадающих с участками пересечения продольных (северо-западного простирания) и поперечных (северо-восточного простирания) разрывов фундамента зоны, отражающимися в геологической структуре зоны максимально подвижными узлами тектонического усложнения.

Таким образом, узлы максимальной подвижности имеют и определенный сейсмогеологический смысл, отделяя Красноводскую сейсмогеологическую подзону от Казанджикской (Кизылджабаирский узел), Казанджикскую от Ашхабадской (Искандер-Эйшемский узел), Ашхабадскую от Каахкинской (Ашхабадский, или Несско-Первомайский узел).

Кроме того, Кизылджабаирский и Ашхабадский узлы пересекаются северо-восточными (поперечными к генеральному северо-западному простиранию выделенных сейсмогеологических подзон и зоны разлома в целом) осевыми линиями максимумов плотности эпицентров землетрясений (см. рис. 39).

Аналогичное пересечение отмечается в районе Красноводска, а на Искандер-Эйшемский "узел" трассируется осевая линия максимумов плотности эпицентров землетрясений Северного Ирана (Сумбарский максимум — 2 ед.).

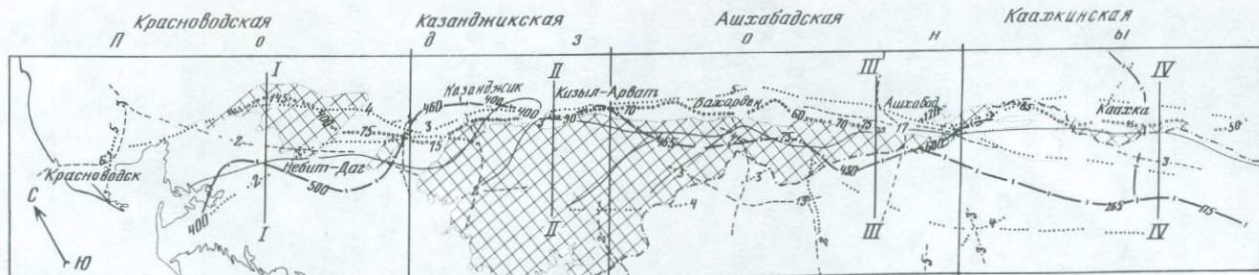
На составленной схеме не виден Арчман-Нохурский участок тектонического усложнения зоны Главного Копетдагского разлома, хотя ему в известной мере отвечает схождение осевых линий коррели-

Таблица 7
Сейсмогеологическая характеристика подзон
зоны Главного Копетдагского разлома

Подзона	Плотность*				
	современных дислокаций	разрывов	эпицентров	глубинных сейсмодислокаций	гипоцентров
Красноводская	145	500	7	7	28
Казанджикская	105	450	2	3	5
Ашхабадская	120	500	17	6	46
Каахкинская	95	300	3	7	4

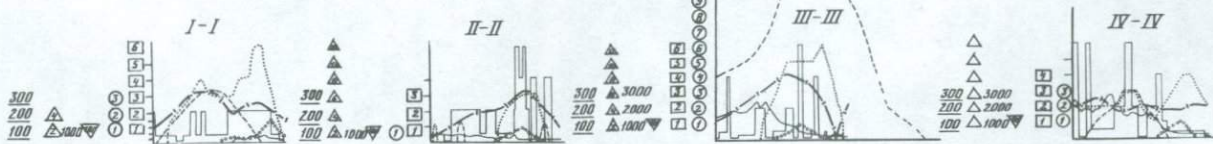
*В условных значениях на единицу площади (400 км²).

фундамента	Глубина, км				Балл	Магнитудная максимальная	Вертикальная амплитуда взброса, км
	поверхности		сейсмоактивного слоя	землетрясений			
	Конрада	Мохоровичича					
0—16	30	50	100	До 60	IX	8,2	6
6—10	25	40	20	10—15	VIII	7,0	3
16	37,5	55	70	5—12	IX	7,3	7
14	35	47,5	40	10	VII	5,0	3

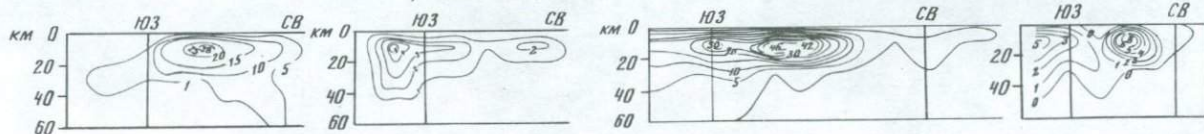


- 1 — 1-10
- 2 ▽
- 3 ▭
- 4 ⊕
- 5 ⊕
- 6 ⊕
- 7 ⊕
- 8 ⊕
- 9 ⊕

Гистограммы сейсмических и геологических параметров по профилям



Поперечные гипоцентральные разрезы



руемых параметров западнее Бахардена, как бы подготавливающее их пересечение в Искандер-Эйшемском узле (см. рис. 39).

Для объемной корреляции рассмотренных параметров построены гистограммы количественных значений параметров по профилям I—IV, расположенным вкрест простирания зоны, а также продольный и поперечные гипоцентральный разрезы. Для этого была использована Карта эпицентров землетрясений Туркмении по инструментальным и макросейсмическим данным с 2000 г. до н.э. по 1973 г. (Г.Л. Голинский, К.Д. Лагуточкина, 1974 г.).

Для Красноводской подзоны характерно наличие двух ветвей максимумов: южной и северной, тяготеющих, соответственно, к юго-западному и северо-восточному крыльям Большого Балхана (см. рис. 39).

Южная ветвь максимумов образована максимальными значениями плотностей разрывов, эпицентров землетрясений, глубинных сейсмодислокаций и максимально контрастными значениями градиентов скорости вертикальных тектонических движений; северная — максимальными значениями плотностей современных дислокаций и глубинных сейсмодислокаций (см. рис. 39).

Основная масса очагов землетрясений этой подзоны концентрируется на глубинах до 20 км (максимальные значения плотности гипоцентров — 28 ед. на 400 км² вертикального среза).

На поперечном гипоцентральный разрезе (см. рис. 39, профиль I—I) видно наличие в глубинном строении подзоны двух сейсмических (гипоцентральных) плоскостей: 1) внутрибалханской, круто, под углом 50°, уходящей под Большой Балхан, и 2) предбалханской, полого, под углом 20°, падающей в сторону Прибалханской депрессии.

Осевые линии сейсмических плоскостей сходятся на глубине около 10 км в области максимальных значений (26 ед.) плотности гипоцентров землетрясений; на линию их пересечения проектируется сочленение Большого Балхана и Прибалханской депрессии (Келькорского прогиба).

Падение полого "подныривающей" под осадки Келькорского прогиба Предбалханской сейсмической плоскости совпадает с падением в этом же направлении и на этих же глубинах поверхности "гранитного" слоя, а юго-западное окончание контура сейсмической плоскости — с планетарным глубинным разломом [Хариков, 1966], к югу от которого происходит базификация коры.

Круто — под углами 45—50°, наклоненная на северо-восток, падающая под горноскладчатое сооружение Большого Балхана сей-

рис. 39. Схема корреляции количественных сейсмических и геологических параметров зоны Главного Копетдагского разлома

1—4 — плотность (на единицу площади, равную 400 км²): 1 — разрывов, 2 — современных дислокаций и сейсмодислокаций, 3 — глубинных сейсмодислокаций (по Ю.К. Шукину [1973]), 4 — эпицентров землетрясений; 5 — вертикальный градиент скорости неотектонических движений в зоне Главного Копетдагского разлома (по И.В. Шуквиной, 1975 г.); 6 — рельеф; 7 — изолинии плотности гипоцентров землетрясений на единицу площади вертикального разреза, равную 400 км²; 8 — область активной современной и плейстоценовой аккумуляции; 9 — область активной современной и плейстоценовой денудации (горноскладчатое сооружение Копетдага, Большого и Малого Балхана)

смическая плоскость, вероятно, отвечает плоскости глубинного разлома, который разграничивает Большой Балхан и Келькорский прогиб.

Для Казанджикской подзоны (см. рис. 39, профиль II) характерно схождение максимумов плотности разрывов, современных дислокаций, глубинных сейсмодислокаций и максимальных значений градиента скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап в узкой (до 20 км шириной) предгорной, Предкопетдагской, или Предразломной зоне; максимум плотности эпицентров землетрясений отступает на 50 км в юго-западном направлении в область Западно-Копетдагской подзоны юго-западного обрамления зоны Главного Копетдагского разлома.

Основная масса очагов землетрясений и в этой подзоне концентрируется на глубине около 20 км (максимальная плотность — 5 ед.).

Практически горизонтальная осевая линия максимумов плотности эпицентров землетрясений этой подзоны подходит с северо-востока к Копетдагу и здесь, в зоне Главного Копетдагского разлома, резко, под углами 50—65°, погружается на юго-запад и уходит под Копетдаг. Характерно, что максимум плотности эпицентров землетрясений данной подзоны приурочен не к зоне Главного Копетдагского разлома, а к трассе Боядаг-Каракалинского (Исак-Бахчинского, по Л.М. Расцветаеву [1966], или Внутрикопетдагского [Крымус, Лыков, 1969, 1972]) глубинного разлома.

Зоне же Главного Копетдагского разлома здесь отвечает резкая крутая ступень сейсмической плоскости, наклоненной под Копетдаг, на юго-запад (см. рис. 39), т.е. противоположную сторону по отношению к падению основной сейсмической плоскости Красноводской подзоны, наклоненной на северо-восток, под Балхан.

Для Ашхабадской подзоны (см. рис. 39, профиль III), так же как и для предыдущей подзоны, характерно наличие одного пика концентрации изученных параметров, совпадающего с узкой (до 40 км) полосой сочленения Копетдагского горноскладчатого сооружения и Предгорного прогиба, т.е. расположенного в Предразломной подзоне современной фронтальной переработки зоны Главного Копетдагского разлома.

Эта подзона отличается максимальной плотностью (46 ед. на 400 км² вертикального среза) гипоцентров землетрясений, основная масса которых концентрируется также на глубинах до 20 км. Обращает на себя внимание резкое ступенчатое опускание сейсмической плоскости (сейсмоактивного слоя) в юго-западном направлении под углом до 50°, в целом отвечающее зоне Главного разлома. Характерная особенность данной подзоны — концентрация гипоцентров землетрясений на участке линзообразной формы шириной до 90 км, ограниченном зоной Главного Копетдагского разлома.

Для Каахкинской подзоны (см. рис. 39, профиль IV) характерен широкий разброс максимумов плотности исследованных параметров при наличии двух максимумов плотности глубинных сейсмодислокаций, трех максимальных значений градиента скорости вертикаль-

ных тектонических движений и весьма пологой кривой плотности разрывов.

Данная подзона, так же как и Казанджикская, характеризуется минимальными (5—8 ед.) значениями плотности гипоцентров землетрясений, сконцентрированных также на глубинах не более 20 км, и таким же юго-западным (под Копетдаг), но более пологим (под углом 40°) наклонном подошвы сейсмоактивного слоя (или сейсмической плоскости), как и в двух предыдущих подзонах.

Таким образом, анализ гистограмм количественных значений коррелируемых параметров и гипоцентральных разрезов по профилям, расположенным вкрест простирания зоны Главного Копетдагского разлома, показал, что зона разлома по простиранию характеризуется резко дискретной плотностью гипоцентров землетрясений; расширением зоны максимумов плотности исследованных параметров с северо-запада на юго-восток; резкой сменой наклона подошвы сейсмоактивного слоя на границе Красноводской и Казанджикской подзон, отражающей, вероятно, изменение наклона Кубадаг-Большебалханского (на северо-восток) и Малобалхан-Копетдагского (на юго-запад) флангов зоны Главного Копетдагского разлома в целом.

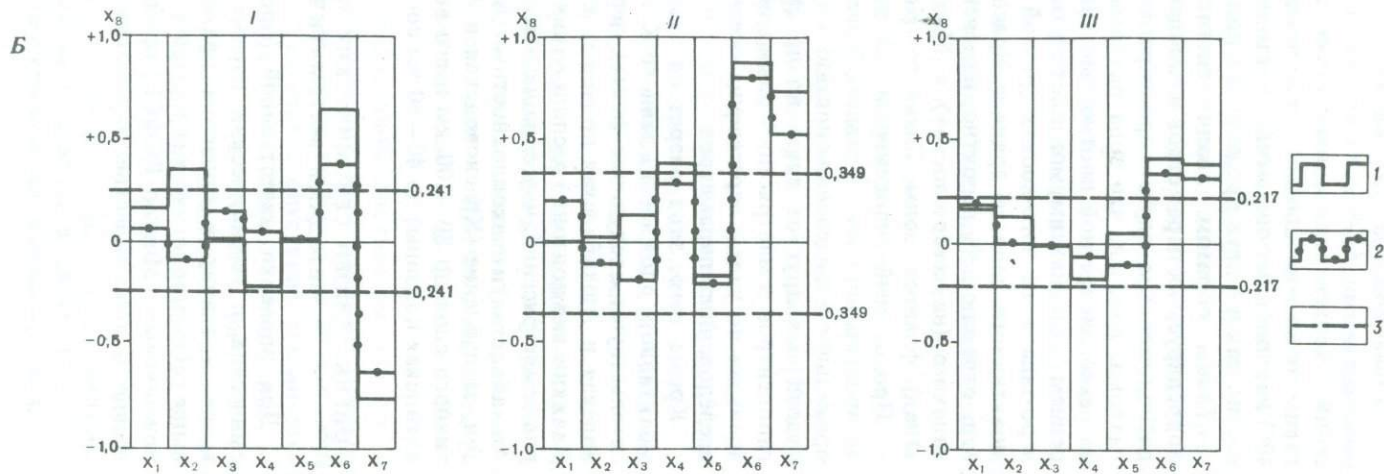
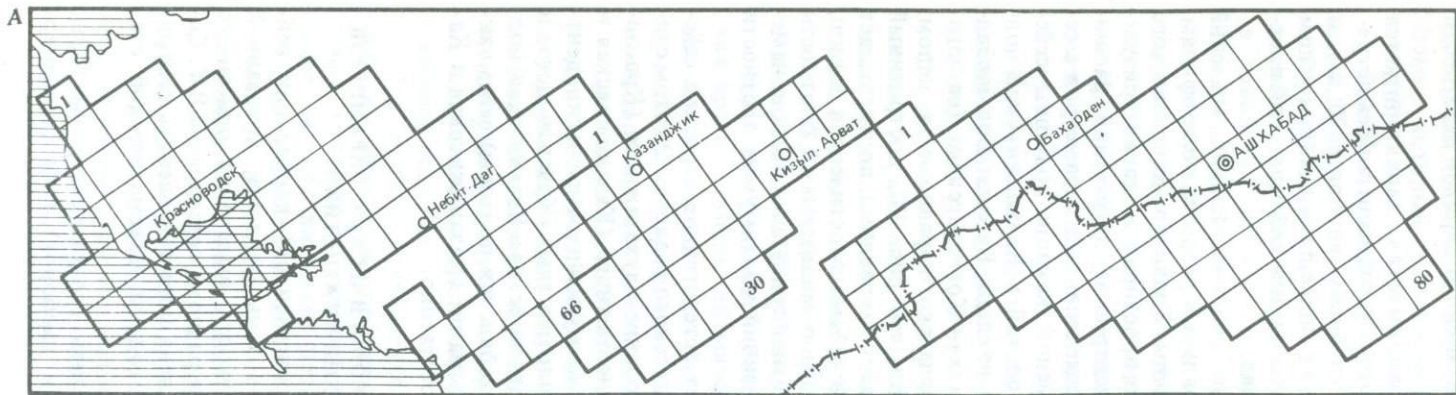
Продольный гипоцентральный разрез (см. рис. 39), построенный по простиранию зоны Главного Копетдагского разлома, подтверждает правильность выделения описанных выше сейсмогеологических подзон, отделенных друг от друга по простиранию минимумами плотности гипоцентров землетрясений, совпадающими с границами подзон, намеченными по узлам пересечения осевых линий максимумов плотности исследованных параметров.

Кроме того, этот разрез показывает гетерогенное строение сейсмоактивного слоя зоны Главного Копетдагского разлома. Об этом свидетельствуют следующие факты: чередование двухэтажного (Красноводская и Ашхабадская подзоны) и одноэтажного (Казанджикская и Каахкинская подзоны) расположения максимумов плотности гипоцентров землетрясений; чередование высокоплотностных (Красноводская и Ашхабадская) и низкоплотностных (Казанджикская и Каахкинская) подзон; заглупление (Красноводская и Ашхабадская подзоны) сейсмоактивного слоя до 80—100 км и его воздымание (Казанджикская и Каахкинская подзоны) до 40—60 км соответственно.

ОЦЕНКА СВЯЗЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕТОДАМИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Для проверки качественной (пространственной) корреляции сейсмических и геологических параметров зоны разлома, показанной выше, а значит и проверки правомочности выделения описанных выше сейсмогеологических подзон в зоне разлома совместно с В.Г. Сапожниковым (Мингео РСФСР) произведена попытка оценить сейсмические и геологические параметры методами математической статистики.

Кроме того, ставилась цель выделить геологические факторы, активно влияющие на сейсмичность (и наоборот) трех сейсмогео-



логических подзон (Красноводской, Казанджикской и Ашхабадской) зоны Главного Копетдагского разлома.

В качестве исходного материала для решения поставленных задач были использованы следующие схемы и карты масштаба 1:1000000: 1. Фрагмент из схемы дизъюнктивной тектоники южной Туркмении, составленной Л.М. Расцветаевым (1973 г.). 2. Топографическая карта зоны разлома. 3. Схема градиентов скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап (Предкопетдагский регион), составленная И.В. Шукиной (1975 г.). 4. Схема расположения современных дислокаций, составленная автором работы. 5. Карта эпицентров землетрясений Туркмении по инструментальным и сейсмическим данным с 2000 г. до н.э. по 1973 г. (Г.Л. Голинский, К.Д. Лагуточкина, 1974 г.). 6. Схема глубин залегания поверхности кристаллического фундамента зоны (вариант схемы составлен Л.М.Расцветаевым по материалам Г.И. Амурского, В.Н. Ишутина, В.И. Лыкова, О.А. Одекова и др.).

Кроме того, для статистической обработки были использованы схемы: плотностей разрывов зоны Главного Копетдагского разлома, современных дислокаций зоны разлома и эпицентров землетрясений зоны, составленных автором в масштабе 1:1000000. С карты эпицентров землетрясений были сняты значения глубин очагов землетрясений и величины энергий зафиксированных землетрясений.

Статистической обработке подверглись следующие сейсмические и геологические параметры: плотность разрывов в условных значениях длин на единицу площади 400 км^2 (X_1); гипсометрические отметки, м (X_2); градиенты скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап в условных значениях "год⁻¹" (X_3); глубина залегания поверхности кристаллического фундамента, км (X_4); плотность современных разрывных дислокаций в условных значениях длин на единицу площади 400 км^2 (X_5); плотность эпицентров землетрясений в условных значениях на единицу площади 400 км^2 (X_6); глубина очагов землетрясений (гипоцентров), км (X_7); энергия землетрясений, Дж(X_8). При расчете энергии использовалась формула $\lg E = 1,5M + 5$ [Рустанович, 1967].

Отбор значений параметров проводился при помощи палетки с квадратной ячейкой размером 2×2 см, т.е. площадью 400 км^2 , равной площади ячеек, по которым строились схемы плотности отдельных параметров. Для машинной обработки с ячеек, на которые были разбиты Красноводская, Казанджикская и Ашхабадская сейсмогеологические подзоны (рис. 40), были сняты максимальные значения каждого параметра.

В результате статистической обработки на ЭВМ "Минск-32", вы-

Рис. 40. Оценка сейсмических и геологических параметров зоны Главного Копетдагского разлома методами математической статистики

А — схема расположения ячеек отбора данных (цифры — номера ячеек); Б — графики корреляционной зависимости энергии землетрясений (X_8) и различных геологических (X_1, X_2) и сейсмических (X_3, X_4) параметров подзон: I — Кубадаг-Балханской; II — Западнокопетдагской, III — Центральнокопетдагской. Коэффициенты корреляции: 1 — парной, 2 — частной; 3 — критические значения

Таблица 8

Парные коэффициенты корреляции геологических и сейсмических параметров
Красноводской сейсмогеологической подзоны, $N = 66$

Параметр	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8
X_1	1	0,229	0,386	0,204	0,249	0,189	-0,105	0,121
X_2		1	0,174	0,083	0,180	0,480	-0,295	0,319
X_3			1	0,504	0,452	-0,103	-0,019	0,013
X_4				1	-0,058	-0,166	0,061	-0,169
X_5					1	-0,054	0,004	0,018
X_6						1	-0,451	0,599
X_7							1	-0,785
X_8								1

Примечание. Здесь и в табл. 9, 10 X_{1-2} — исследуемые параметры. X_8 — энергия землетрясений; при этом F (критическое значение коэффициента корреляции) для 30 точек равен 0,349, для 66 — 0,241, для 80 — 0,217, при уровне значимости 0,05.

полненной по комплексу программ, составленных В.Г. Сапожниковым, получены значения парных коэффициентов корреляции исследуемых параметров.

Задача математической обработки выбранных параметров состояла в выявлении тесноты связи между геологическими и сейсмическими параметрами, поэтому знак коэффициента корреляции во внимание не принимался. Анализ значений этих коэффициентов показывает, что изученные сейсмические и геологические параметры зоны Главного Копетдагского разлома в целом связаны между собой сложными зависимостями, характер которых обусловлен особенностями геологического строения зоны. При анализе автокорреляции параметров, т.е. при определении частных коэффициентов корреляции выявилось, что эти связи сохраняются не всегда.

Во всех подзонах без исключения сейсмические параметры образуют автономную группу с высокими внутренними связями, т.е. между собой, и низкими внешними связями, т.е. с геологическими параметрами. Напротив, геологические параметры, судя по значениям парных коэффициентов, образуют далеко не "монолитную" группу. По-видимому, это обстоятельство можно объяснить тем, что в данном корреляционном анализе не учитывался фактор геологического времени: если сейсмические параметры анализируются за небольшой отрезок времени (2000 лет), то "возраст" геологических параметров может достигать нескольких сот миллионов лет (палеозой).

В Красноводской подзоне высокие значения коэффициента корреляции наблюдаются у градиента скорости вертикальных тектонических движений и рельефа (парный коэффициент корреляции $r_{31} = 0,386$), глубины залегания поверхности фундамента ($r_{34} = 0,504$), плотности современных дислокаций ($r_{35} = 0,452$).

У других параметров значения коэффициента корреляции значительно ниже критических (табл. 8).

Таблица 9

Парные коэффициенты корреляции геологических и сейсмических параметров
Казанджикской сейсмогеологической подзоны, $N = 30$

Параметр	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8
X_1	1	-0,47	0,202	0,271	0,170	-0,102	0,164	0,012
X_2		1	0,309	-0,078	0,232	0,201	0,171	0,029
X_3			1	0,290	0,164	0,237	0,080	0,131
X_4				1	0,345	0,272	0,283	0,381
X_5					1	-0,175	-0,012	-0,178
X_6						1	0,612	0,876
X_7							1	0,721
X_8								1

Таблица 10

Парные коэффициенты корреляции геологических и сейсмических параметров
Ашхабадской сейсмогеологической подзоны, $N = 80$

Параметр	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8
X_1	1	0,009	0,287	0,14	0,313	0,265	0,109	0,179
X_2		1	0,273	0,605	-0,237	0,032	0,173	0,130
X_3			1	-0,127	0,232	0,121	-0,23	-0,013
X_4				1	-0,072	-0,092	-0,229	-0,179
X_5					1	0,412	-0,048	0,055
X_6						1	0,181	0,413
X_7							1	0,393
X_8								1

В Казанджикской подзоне наиболее высокие значения коэффициента корреляции имеются у отметок рельефа и плотности разрывов ($r_{21} = 0,470$), градиентов скорости ($r_{23} = 0,309$); глубины залегания поверхности фундамента и плотности современных дислокаций ($r_{45} = 0,345$) (табл. 9).

Близкое к критическому имеет значение коэффициента корреляции между рельефом и плотностью современных дислокаций ($r_{25} = 0,232$), которые становятся выше критического при удалении автокорреляций параметров (частный коэффициент корреляции между параметрами X_2 и X_5 $r_{25}^1 = 0,386$).

В Ашхабадской подзоне высокие значения коэффициентов корреляции выявляются для плотности разрывов и градиентов скорости ($r_{13} = 0,287$), плотности современных дислокаций ($r_{15} = 0,313$), для рельефа и градиентов скорости ($r_{23} = 0,273$), глубины залегания поверхности фундамента ($r_{24} = 0,605$), плотности современных дислокаций ($r_{25} = 0,237$) (табл. 10) [Полетаев, Сапожников, 1978].

При удалении автокорреляций растут значения коэффициента корреляции между рельефом и градиентами скорости ($r_{23}^1 = 0,323$), плотностью современных дислокаций ($r_{25}^1 = -0,339$), между градиентами скорости и плотностью современных дислокаций ($r_{35}^1 = 0,239$); уменьшаются — плотности разрывов и градиентов скорости ($r_{13}^1 = 0,171$), плотности современных дислокаций ($r_{15}^1 = 0,220$); становятся выше критического значения коэффициента корреляции между плотностью разрывов и глубиной залегания поверхности фундамента ($r_{14} = 0,145$; $r_{14}^1 = 0,248$).

Следующей характерной чертой изученных подзон является то, что для каждой подзоны выявляется свой геологический параметр, имеющий высокие связи, по крайней мере выше критических, с сейсмическими параметрами.

Так, для Красноводской подзоны — это гипсометрические отметки рельефа, имеющие высокие значения коэффициентов корреляции с плотностью эпицентров землетрясений ($r_{26} = 0,481$) и энергией землетрясений ($r_{28} = 0,319$).

Для Казанджикской подзоны к критическим значениям приближается значение коэффициента корреляции между глубиной залегания поверхности кристаллического фундамента и энергией землетрясений ($r_{48} = 0,381$), резко падающие при удалении влияния других параметров ($r_{48}^1 = 0,289$).

Для Ашхабадской подзоны высокие коэффициенты корреляций наблюдаются у современных дислокаций и плотностей эпицентров землетрясений ($r_{56} = 0,412$), сохраняющиеся и при удалении влияния других параметров ($r_{56}^1 = 0,342$). Для этой же подзоны характерны близкие к критическим коэффициенты корреляций между градиентами скорости вертикальных тектонических движений за новейший этап и плотностью гипоцентров землетрясений, связанных обратными зависимостями ($r_{37} = -0,23$), увеличивающимися при удалении влияния других факторов ($r_{37}^1 = -0,269$). Аналогичные связи выявляются и у глубины залегания поверхности кристаллического фундамента ($r_{47} = -0,229$), резко падающие при удалении влияния других параметров ($r_{47}^1 = -0,067$). Таким образом, оценка связей сейсмических и геологических параметров зоны Главного Копетдагского разлома методами математической статистики подтверждает сейсмогеологическую неоднородность зоны, намеченную выше по данным качественной (пространственной) корреляции указанных параметров.

Итоговой схемой, показывающей характер современной сеймотектонической ситуации в исследуемом регионе, является "Схема сеймотектоники зоны Главного Копетдагского разлома" (см. рис. 32), элементы которой рассмотрены выше. На ней по совокупности геологических, геофизических и сейсмологических данных выделяются 30 участков предполагаемых максимальных разрушений при землетрясениях в зоне разлома, приуроченных, как было показано на примере разрушений крепости Новая Несса и Ашхабадского землетрясения 5 октября 1948 г., к пересечению или торцовому сочленению продольных и поперечных разрывных нарушений.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА
И ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ
В СТРУКТУРЕ ТУРКМЕНО-ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА
АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

Накопленный к настоящему времени богатый фактический материал по геологии, геофизике и сейсмологии зоны Главного Копетдагского разлома в частности и Туркмено-Иранского сегмента в целом, а также результаты дешифрирования разномасштабных космических снимков данной территории позволяют дать новую трактовку геодинамической модели зоны разлома и ее положения в структуре Туркмено-Иранского региона.

Выше было показано, что зона Главного Копетдагского разлома, внутренняя структура которой может быть охарактеризована как область своеобразного тектонического "торошения" геологических масс вдоль северной границы альпийского горноскладчатого пояса, четко выявляется на всех — от поверхностного до глубинного — уровнях земной коры. Поэтому, вероятно, она является зоной глубинной неоднородности древнего, по крайней мере, палеозойского заложения, пережившей в своем длительном геологическом развитии стадии догеосинклинального растяжения, сопровождавшегося интенсивным вулканизмом на северо-западном фланге зоны, геосинклинального прогибания с накоплением мощных, более 15 км [Расцветаев, 1972], толщ миогеосинклинального облика, орогенного новейшего воздымания и сжатия, сопровождавшегося интенсивным разрыво- и складкообразованием. На всех этапах своего развития она разделяла Иранскую и Туранскую геотектонические области, резко отличающиеся характером строения и особенностями развития [Амурский и др., 1968].

Тезис о разделении зоной Главного Копетдагского разлома Иранского и Туранского сегментов земной коры доминирует во многих работах, затрагивающих проблему структурного положения, точнее — места и роли зоны в структуре Туркмено-Иранского сегмента. Так, в построениях Н.И. Андрусова [1888а], В.Н. Огнева [1937а, б], Д.В. Наливкина и А.Д. Архангельского, а также в современных схемах Веллмана [Wellman, 1966], Ю.Г. Леонова [1970], Г.И. Амурского [1976], В.Г. Грифонова [1976а], А.И. Суворова [1978] и многих других исследователей зоне Главного Копетдагского разлома отводится роль граничной структуры Туранской и Иранской плит.

Так ли это? Ответом на этот вопрос могут быть предположения некоторых исследователей. Так, В.П. Мирошниченко [1938] писал о грандиозных разломах земной коры, идущих вдоль Кавказско-Копетдагской складчатой зоны, корни которых, по мнению этого исследователя, уходят глубоко под Иранскую плиту; В.И. Браташ [1974] отнес зону Главного Копетдагского разлома к Копетдаг-Гиндукушской зоне Беньофа. Л.М. Расцветаев расположил зону разлома на трас-

се региональной Крымско-Копетдагской сдвиговой зоны, ограничивающей с юго-запада Русской контрфорс Лавразии и находящейся в динамическом единстве с Балтийско-Иранской и Белуджистано-Сибирской трансконтинентальными сдвиговыми зонами ("великими диагоналями" Евразии), ограничивая альпийский орогенный пояс с севера—северо-востока [Проблемы..., 1980].

Таким образом, имеющийся материал по строению и структурному положению зоны Главного Копетдагского разлома позволяет рассматривать геодинамические модели нескольких рангов: 1) внутрирегионального — с определением динамических особенностей собственно зоны разлома; 2) надрегионального — с выяснением роли и значения зоны разлома в структуре северной окраины альпийского горноскладчатого пояса Евразии или в структуре Туркмено-Иранского сегмента данного пояса; 3) планетарного — с установлением геодинамической роли зоны разлома в структурном рисунке Евразии, в частности, или Восточного полушария Земли в целом.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОНЫ ВНУТРИРЕГИОНАЛЬНОГО РАНГА

Предшествующие геодинамические модели зоны Главного Копетдагского разлома базировались в основном на особенностях кинематики собственно зоны разлома. Так, в конце XIX — начале XX в. зона разлома представлялась в виде единой линии нарушения сплошности пород с неоднозначно установленной кинематикой — сброс, сдвиг и т.д.

С середины 20-х до начала 60-х годов XX в. выработалось представление о зоне разлома, кинематически характеризующегося как надвиг, местами переходящий во взброс, покров или даже шарьяж [Калугин, 1945; Огнев, 1937а, б; Мирошниченко, 1938].

В последние 25 лет зона разлома кинематически характеризуется как система разрывов с преобладанием правосторонних взбросо-сдвигов северо-западного простирания, горизонтальным перемещениям по которым отводится ведущая роль [Крымус, 1966; Расцветаев, 1966, 1973].

Кроме того, сделана попытка моделировать зону Главного Копетдагского разлома как часть крупного трансформного разлома Крымско-Копетдагской шовной зоны с левосторонним характером перемещения на западном (Крымско-Кавказском) фланге и правосторонним — на Копетдагском [Копп, 1979]. И.В. Ананьиным также предложена оригинальная модель зоны разлома, образованная несколькими S-образными разломами, разделяющими зону на веретенообразные блоки, которые испытывают в основном горизонтальные вращательные движения против часовой стрелки [Космическая..., 1983] (см. рис. 12). В результате зона разлома оказывается неоднородной, состоящей из чередующихся зон сложных движений с горизонтальными и вертикальными составляющими, что было подтверждено выше данными автора.

Авторская модель зоны Главного Копетдагского разлома основана на предположении о "торошении" геологических масс на контакте двух "жестких" плит: Туранской — на севере и Иранской — на юге.

Геодинамическая модель зоны разлома надрегионального уровня, предлагаемая автором, базируется на результатах дешифрирования космических снимков (модель зоны в плане), на данных гипоцентральных разрезов вкрест Туркмено-Иранского сегмента (модель в разрезе) и на комбинации двух упомянутых моделей (комплексная модель).

Геодинамическая модель зоны разлома в плане. Кинематический и динамический анализ схемы линейamentной тектоники зоны разлома, проведенной по данным дешифрирования разномасштабных космических снимков (см. рис. 27), показывает, что надрегиональная модель зоны не может строиться только на базе кинематики разрывов собственно зоны разлома, а должна основываться на пространственном и кинематическом анализе линейamentного рисунка зоны сочленения Копетдагского горноскладчатого сооружения альпийского возраста и эпипалеозойской Туранской плиты. Более того, модель данного ранга не может строиться без учета данных о кольцевых образованиях, отдешифрированных на космических снимках (рис. 41) [Одеков и др., 1977].

Среди линейamentов зоны сочленения Копетдагского орогена и Туранской плиты четко различаются внутриплитные, внутриорогенные, пограничные (или продольные) и сквозные (или поперечные) (см. рис. 41). Обращает на себя внимание местоположение гигантской Кызыл-Арват—Бахарденской кольцевой структуры (точнее, полукольца), расположенной в месте схождения внутриплитных и внутриорогенных линейamentов и как бы фиксирующей "точку" максимального упорадвигающихся навстречу друг другу геологических масс Копетдага и Турана. Здесь уместно вспомнить известную работу В.П. Мирошниченко [1938], в которой он указывал именно на этот район как на район максимального приложения тектонических напряжений.

Характерно, что упомянутое полукольцо имеет вполне правильную форму. Это, во-первых, может сразу же поставить под сомнение широко распространенную концепцию о праводвиговом характере перемещений в зоне разлома, странным образом никак не деформировавшим полукольцо, а во-вторых, может свидетельствовать о более глубинном по сравнению с разломом заложении полукольца, вследствие чего праводвиговые смещения поверхностной геологической структуры не могли влиять на конфигурацию отражающей структуры. Так как линейamentы тоже отражают глубинные неоднородности земной коры, то в данном случае можно говорить о построении глубинной геодинамической модели зоны Главного Копетдагского разлома.

Тот факт, что полукольцо расположено на площади Туранской плиты, а не на территории Копетдагского орогена, маскирующего сочленение Иранской и Туранской плит, приводит к мысли о большей геодинамической активности именно Иранского блока, давление которого и вызвало образование в теле Туранского блока своеобразного рисунка "силового поля" в виде Бахарденской полукольцевой структуры. Это предположение представляется достоверным, поскольку место-

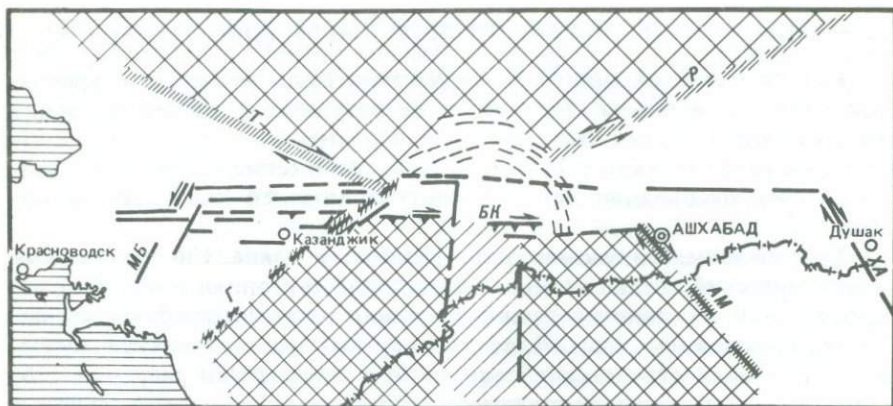


Рис. 41. Надрегиональная геодинамическая модель зоны Главного Копетдагского разлома

1, 2 — блоки: 1 — внутриплитный, 2 — внутриорогенный; 3—6 — линейменты: 3 — внутриплитные (Г — Туаркырский, Р — Репетекский), 4 — граничные (МБ — Межбалханский, БК — Балхан-Копетдагский, ХА — Хивебад-Арабкалинский), 5 — внутриорогенные (Г — Гяурлинский, АМ — Ашхабад-Мешхедский), 6 — осевая внутриорогенная линейментная зона; 7 — Кизыл-Арват-Бахарденская кольцевая структура; 8 — сдвиги; 9 — взросы

положение встречного упора вполне согласуется с кинематикой линейментов данной модели, ограничивающих два — внутриплитный и внутриорогенный — трапецевидных блока (см. рис. 41). Внутриплитный блок более монолитен, здесь наиболее проявлены Туаркырский и Репетекский линейменты, а внутриорогенный разбит густой сетью линейментов различных простираний и кинематических характеристик. Наиболее значительными в развитии и современной структуре земной коры данного региона вполне определено могут считаться Межбалханский и Гяурлинский линейменты северо-восточного и субширотного простираний, ограничивающие внутриорогенный блок с северо-запада, Балхан-Копетдагский линеймент северо-западного простираения, разграничивающий внутриорогенный и внутриплитный блоки, Ашхабад-Мешхедский и Хивебад-Арабкалинский линейменты субдолготного простираения, ограничивающие внутриорогенный блок с юго-востока.

Перечисленные линейменты четко выражены в геологической структуре, геофизических полях и географической среде региона. Характеристика Межбалханского линеймента дана выше; Гяурлинский линеймент¹ отражает нарушения глубинных уровней земной коры [Амурский и др., 1966; Одеков и др., 1974]; Балхан-Копетдагский линеймент всесторонне освещен в данной работе; Ашхабад-Мешхедский линей-

¹ Пространственно близок к Карагезскому разлому [Амурский и др., 1966], отображенному в поле силы тяжести зоной повышенного градиента.

мент четко выражен в сейсмическом поле региона, отделяя восточную, практически асейсмичную часть, от западной, высокосейсмичной [Ишутин, 1970]; Хивебад-Арабкалинский линеамент проявлен в фациях, начиная, по крайней мере с мела [Марченко, 1962]; по Туаркырскому и Репетекскому линеаментам намечаются соответственно право- и левосторонние смещения.

Левосдвиговые смещения вдоль Межбалханского и Гяурлинского линеаментов, взбросо-сдвиговые и сдвиго-взбросовые — вдоль Балхан-Копетдагского и правосдвиговые — вдоль Ашхабад-Мешхедского [Расцветаев, 1973] и Хивебад-Арабкалинского неизбежно должны приводить к движению ("выдвиганию") Копетдагского трапиевидного внутриорогенного блока (равно — Иранской плиты) в северо-восточном направлении в сторону Туранской плиты и при условии встречного движения Туранского блока (см. рис. 41), к неизбежному же раздавливанию, смятию и "торошению" геологических масс, накопившихся в Копетдагской миогеосинклинали, и, как следствие, к образованию на месте последней Копетдагского горноскладчатого сооружения.

Геодинамическая модель зоны разлома в разрезе. По имеющимся данным геодинамическая модель зоны Главного Копетдагского разлома в разрезе характеризуется горстовой структурой с "клавишным" строением за счет разного уровня залегания поверхностей кристаллического фундамента, "гранитного" и "базальтового" слоев [Амурский и др., 1968а; Крымус, Лыков, 1969; Амурский и др., 1974].

Поперечный гипоцентральный разрез, построенный вкрест простирания зоны разлома (северо-восточнее Ашхабада), демонстрирует сравнительно симметричное строение сейсмоактивного слоя в разрезе земной коры зоны разлома, но максимум плотности гипоцентров землетрясений смещен на северо-восток от центра разреза и приурочен непосредственно к зоне разлома. К ней же приурочены и максимумы плотности других геологических параметров — разрывов, поверхностных и глубинных сейсмодислокаций, рельефа и градиента скорости неотектонических движений.

С целью выяснения геодинамического положения зоны Главного Копетдагского разлома в структуре Туркмено-Иранского сегмента земной коры автором были построены поперечные гипоцентральные разрезы² вкрест простирания сегмента — с юго-запада (от Аравийской платформы) на северо-восток (до Туранской плиты). Как видно из рис. 42, столь очевидная (по геологическим данным) симметричная модель Туркмено-Иранского сегмента, общепринятая в настоящее время³, не соответствует глубинной асимметрии сегмента, выражающейся в одностороннем северо-восточном наклоне Предзагросской, Центрально-Иранской и Предкопетдагской сейсмофокальных плоскостей, глубины которых уменьшаются соответственно от 100—80 (Предзагросская), 80—60 (Центрально-Иранская) до 60—40 км (Предкопетдагская)

²Разрезы построены по сеймотектонической карте Ирана [The seismicity..., 1973].

³Согласно этой модели, в центре сегмента расположена Иранская плита (или срединный массив), с севера ее окаймляют Копетдагский ороген и Предкопетдагский прогиб, с юга — Загросский ороген и Месопотамский прогиб.

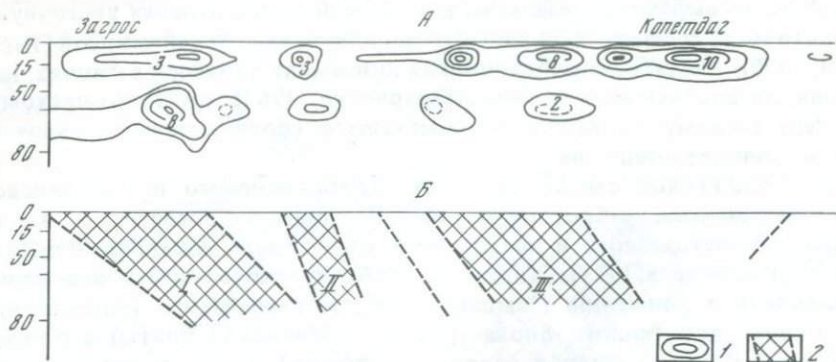


Рис. 42. Гипоцентральный разрез вкрест простирания Туркмено-Иранского сегмента по профилю Загрос—Копетдаг (А) и гипотетическая модель глубинного строения сегмента (Б) по данным о распределении очагов землетрясений

1 — изолинии плотности гипоцентров землетрясений; 2 — глубинные сейсмофокальные (гипоцентральные) плоскости Туркмено-Иранского сегмента (I — Загросская, II — Центрально-Иранская, III — Хорасанская)

Характерно, что аналогичные наклоны фокальных плоскостей установлены ранее С.А. Андреевым для Большого Балхана, И.П. Гамкрелидзе для запада Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса [Гамкрелидзе, 1977] и могут быть намечены для профилей Крит-Мраморное море, Ионическое море—Тирренское море.

Приведенные данные, по мнению автора, убедительно свидетельствуют о том, что зона Главного Копетдагского разлома не должна рассматриваться в отрыве от структуры Туркмено-Иранского сегмента, в геодинамике которого она играет роль передового шва на активном контакте платформ Евразии и Гондваны. То, что этот контакт геодинамически активен, доказывается существованием в зоне контакта двух мощных горноскладчатых поясов — Загросского (на южной периферии контакта) и Копетдагского (на северной периферии). То, что этот контакт асимметричен, доказывается не только односторонним (под Евразию) наклоном сейсмических плоскостей, но и некоторыми другими соображениями, например, возрастом Аравийской платформы, Иранской и Туранской плит, последовательно омолаживающимся в этом же направлении, от докембрийского возраста Аравийской платформы к кембрийскому — Иранской плиты и эоценовому — Туранской.

Если перейти от возраста плит к возрасту отложений, слагающих эти плиты, то станет очевидной картина чешуйчатого строения зоны сочленения платформ Евразии и Гондваны, образованного тремя пакетами пород докембрийского, кембрийского и палеозойского возрастов, современная диспозиция которых может рассматриваться и как результат "всплывания" более древних пород на юго-западе (Аравийская платформа), и как погружение более молодых пород на северо-востоке (Туранская плита), и как "подныривание" Иранской плиты под Туранскую, а Аравийской — под Иранскую с образованием

над зонами "подныривания" интенсивно дислоцированных складчатых поясов — Загросского и Копетдагского. При этом и в геологическом прошлом, и в геологическом настоящем более активной границей представляется южная (Предзагросская), так как здесь наблюдаются: более интенсивное проявление складчатости отложений Загросского пояса по сравнению со складчатостью пород Копетдагского пояса (или, в более широком смысле, Туркмено-Хорасанской области); более интенсивный магматизм и офиолитообразование и более интенсивная (и более глубинная) современная сейсмичность.

Геодинамическая модель зоны разлома по комплексу данных. Эта модель в самом первом приближении может рассматриваться с точки зрения активного взаимодействия крупнейших и древнейших платформ Земли — Евразийской и Гондванской с большей геодинамической активностью последней, с асимметричным чешуйчатым строением зоны сочленения, замаскированной складчатыми деформациями Загросского и Копетдагского горноскладчатых поясов, мощными осадками Месопотамского и Предкопетдагского прогибов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОНЫ ГЛАВНОГО КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА ПЛАНЕТАРНОГО РАНГА

В результате дешифрирования мелкомасштабной топографической основы Восточного полушария Земли подтверждены намеченные ранее Л.М. Расцветаевым [Расцветаев, 1973; Проблемы..., 1980] и другими исследователями [Космическая..., 1983] две системы планетарных (диагональных) линеаментов: Африкано-Чукотская северо-восточного и Средиземноморско-Индонезийская — северо-западного простираний (рис. 43). Названные системы линеаментов делят земную кору полушария на четыре клиновидных сегмента: субэкваториальные — Африканский и Азиатский, субмеридиональные — Евразийский и Индоокеанический. Клиновидные сегменты отличаются направленностью (знаком) и интенсивностью вертикальных движений земной коры: Евразийский и Индоокеанический сегменты испытывают тенденцию к опусканию, Африканский и Азиатский — к поднятию. При этом опускания и поднятия сегментов не равны по интенсивности: Индоокеанический сегмент испытывает большие опускания по сравнению с Евразийским, а Азиатский — большие поднятия по сравнению с Африканским.

Африкано-Чукотская линеаментная система образована двумя глобальными линеаментами — Калахари-Индским и Ирано-Ленским, вдоль которых намечаются левосторонние смещения элементов рельефа и шарнирное "скручивание" земной коры, так как у Калахари-Индского линеамента поднято северо-западное и опущено юго-восточное крыло, а у Ирано-Ленского линеамента знаки перемещения крыльев обратные — опущено северо-западное и поднято — юго-восточное (см. рис. 43).

Средиземноморско-Индонезийская линеаментная система представляет собой гигантскую зону интенсивной современной деструк-

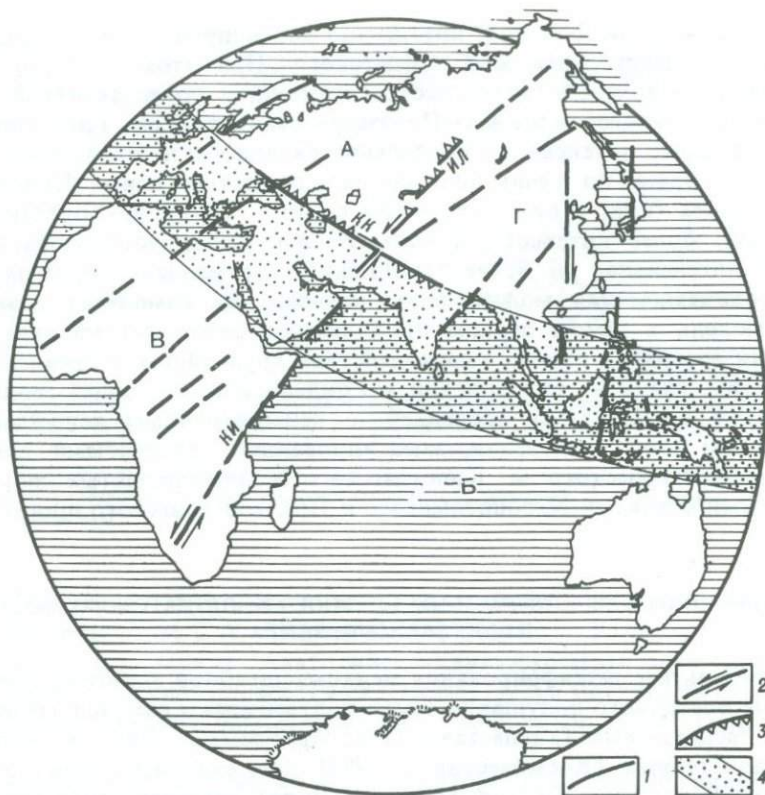


Рис. 43. Положение зоны Главного Копетдагского разлома в геодинамической планетарной модели Восточного полушария Земли

Зоны опускания: А — умеренного, Б — максимального; зоны поднятия: В — умеренного, Г — максимального

1 — линеаменты (КК — Крымско-Копетдагский, КИ — Калахари-Индский, ИЛ — Ирано-Ленский); направления предполагаемых смещений вдоль линеаментов: 2 — сдвиговые, 3 — сбросовые (треугольник — в сторону опущенного крыла); 4 — зона интенсивного межблокового разрушения земной коры

ции земной коры полушария, вдоль граничных линеаментов которой, например вдоль Крымско-Копетдагского [Расцветаев, 1973], наблюдаются правосдвиговые смещения элементов рельефа и геологических структур, а также шарнирное "скручивание" земной коры, так как северо-западный фланг системы имеет поднятое африканское крыло, а опущенное — восточно-европейское, юго-восточный фланг характеризуется обратными соотношениями крыльев: поднято азиатское, опущено индоокеаническое крыло.

Исходя из кинематических особенностей планетарных линеаментных систем Восточного полушария Земли и характера вертикальных движений в разделяемых ими сегментах, глубинная геодинамическая модель полушария, построенная по результатам дешифрирования мелкомасштабной топографической основы, может быть предопределена планетарными сопряженными системами глубинных сколов северо-

восточного и северо-западного простираний, совокупные движения вдоль которых в условиях общего субмеридионального сжатия и соответственно субширотного растяжения и привели к описанному асимметричному распределению масс Земли.

В данной модели зоне Главного Копетдагского разлома отводится геодинамически незначительная роль, так как масштабы системы (модели) слишком велики по сравнению с масштабами зоны, но обратное влияние — влияние планетарной системы линеаментов на современную геодинамику зоны разлома, очевидно, огромно и требует дальнейших разномасштабных, качественных и количественных исследований различными методами и с применением самых различных данных о структуре и развитии Земли.

Следует отметить, что одно заключение бесспорно уже сейчас. Оно связано с тем, что повышенная современная геодинамическая активность зоны Главного Копетдагского разлома, вне всякого сомнения, обязана пространственному положению зоны разлома, находящейся в непосредственной близости от "узла пересечения" гигантских линеаментных систем, а узлы пересечения даже не таких значительных по масштабам нарушений, как показывают результаты многочисленных теоретических и полевых исследований [Гельфанд и др., 1976; Коровина, Караханян, 1981; Борисов, Глух, 1982; и др.] и данные физического моделирования [Гептнер, 1970; Рыжкова, 1976] являются участками максимальной подвижности и разрушения геологической среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Громадный фактический материал, накопленный к настоящему времени поколениями геологов, работавших на Копетдаге, позволяет применять широкий спектр методов (от элементарного эвристического до машинного статистического), что дает возможность надеяться на определенную достоверность результатов проделанной работы. После интенсивного (почти 100-летнего) изучения геологии Копетдагского разлома, когда кажется, что о зоне разлома сказано решительно все, сказать что-либо принципиально новое об изученном очень трудно.

Изучение предшествующих работ свидетельствует о весьма разнообразных, подчас диаметрально противоположных представлениях о времени и глубине заложения, условиях формирования, о строении, кинематике и сейсмотектонике зоны Главного Копетдагского разлома.

Поэтому целесообразно сначала остановиться на том, что же подтверждают проведенные исследования, и уже потом отметить новые результаты и наметить ближние и дальние перспективы изучения зоны Главного Копетдагского разлома, ибо без определения путей движения вперед выполненная работа может нескромно претендовать на "последнее слово" в изучаемом вопросе.

Итак, проведенные работы подтверждают представления о зоне Главного Копетдагского разлома, как о зоне глубокого заложения [Мирошниченко, 1938; Амурский, 1968; и др.], большой протяженности и длительного развития [Годин, 1969; Амурский, 1968; Амурский и др., 1968а; Вальбе и др., 1970; Крымус, Лыков, 1969, 1972; и др.] и позволяют диагностировать зону названного разлома в соответствии с имеющимися классификациями [Хаин, 1963] как зону глубинного разлома.

Формирование зоны разлома происходило в полях тектонических напряжений, изменяющихся во времени. Это подтверждает представления [Горшков, 1949; Расцветаев, 1966; Копп, 1971] о наличии в зоне разлома как минимум трех полей тектонических напряжений — северо-восточного (перпендикулярного к зоне), субмеридионального (диагонального) и северо-западного (параллельного).

Выделенная автором подзона современной фронтальной предразломной переработки, образованная интенсивно развитой сетью современных разрывных дислокаций, среди которых преобладают сдвиговые перемещения северо-западного простирания, подтверждает имеющиеся представления [Расцветаев, 1972, 1973] о возрастании в современной структуре зоны удельного веса разрывных дислокаций и о нарастании сдвиговых смещений по ним.

Современная динамика зоны разлома определяется преобладанием в развитии продольных или поперечных, или диагональных тектонических нарушений, в участках пересечения которых образуются "узлы тектонической напряженности" (по терминологии Г.И. Амурского), максимальная тектоническая подвижность которых подтверждается всем комплексом данных.

Дискретная сейсмичность зоны Главного Копетдагского разлома подтверждает представления об отсутствии абсолютного соответствия между положением очаговых зон и выраженными на поверхности Земли тектоническими структурами [Щукин, 1979].

Построенные в работе гипоцентральные разрезы вкрест и по простиранию зоны подтверждают представления о субгоризонтальных сейсмогенных структурах и о сильной расслоенности земной коры [Пейве, 1977; Щукин, 1979; Тектоническая..., 1982].

Определение геологических предпосылок сейсмичности зоны Главного Копетдагского разлома подтверждает представление о том, что сейсмичность земной коры юга СССР определяется сочетанием возможных геодинамических причин [Щукин, 1979]. Например, Красноводский и Ашхабадский сейсмоопасные районы зоны отличаются от смежных территорий заглублением всех глубинных разделов земной коры — фундамента, поверхностей Конрада и Мохоровичича, крупными амплитудами взброса горноскладчатых сооружений на смежные прогибы, пересечением крупнейших для региона продольных и поперечных тектонических нарушений.

Последнее обстоятельство подтверждает представление о том, что уровень сейсмической активности структур зависит не только от осложнений тектонической обстановки, но и от *м а с ш т а б а* (подчеркнуто мной. — А.П.) структур, вовлеченных в данный момент в процесс активного развития [Горшков, Шенкарева, 1978].

Подтверждаются имеющиеся представления [Нацкий, 1918; Амурский, 1966; Расцветаев, 1966; Копп, 1971; Костенко, 1972; Ятченко, 1972; и др.] о широком развитии в зоне разлома поперечных нарушений различных простираний, развитых на различных уровнях земной коры [Макаров, Соловьева, 1975] — от глубинных до поверхностных, и представленных разрывами кристаллического фундамента, установленными геофизическими методами; разрывами геологической структуры и линеаментами, отдешифрированными по топооснове и космическим снимкам.

Несовпадение простираний разрывов фундамента, разрывов геологической структуры, современных разрывных дислокаций и линеаментов, отдешифрированных по топографическим картам и космическим снимкам, подтверждает представления о дисгармонии деформаций различных горизонтов земной коры [Макаров и др., 1974; Щукин, 1973, 1977].

Оригинальные результаты, полученные при проведении данной работы, сводятся к следующим.

На базе обширного материала проведен детальный анализ развития представлений о строении и кинематике зоны Главного Копетдагского разлома. выделены этапы, намечена периодизация пред-

Таблица 11

Схема экспоненциального характера изучения зоны Главного Копетдагского разлома

Логические стадии исследования	Представления о кинематике	Этап	Основные исследования и публикации
Синтетическая	Система разрывов с преобладанием сдвигов	11	Курбанов, Лыков, Мячкин [1980], Ананьин, Курбанов, Мурапов, Рахимов [1982], Ананьин [1983], Горелов [1983], Горшков [1983].
		10	Ишутин [1970], Копп [1970, 1971, 1979], Лузгин [1970, 1978], Расцветаев [1970–1973], Борисов, Шенкарева [1972], Голинский [1972], Езиашвили [1972], Одеков и др. [1972, 1974, 1975], Осокина, Гущенко, Лыков, Цветкова [1979], Трифионов [1973, 1974, 1976, 1977], Шукин [1973, 1977, 1979], Шебалин [1974], Лыков, Старченко, Шиханович [1977], Горшков, Шенкарева [1978]
		9	Чистяков [1961], Лыков [1962], Чепов [1963], Глазунова [1964], Туголесов [1965], Борисов [1966, 1967], Крымус [1966], Амурский [1966, 1968, 1969], Расцветаев [1966, 1968, 1969], Тиунов [1966], Хариков [1966], Рустанович [1967], Годин [1969], Майлян [1969], Крымус, Лыков [1969]
Аналитическая	Зона разлома с преобладанием надвигов и взбросов	8	Горшков, Костенко [1953], Леонтьев [1953], Калугин [1955, 1957], Малиновская [1955], Годин [1956], Сергеев [1956], Петрушевский [1956, 1960], Резанов [1956, 1958, 1959], Горшков [1957], Растворова [1958]
		7	Калугин [1946], Каляев [1946], Горшков [1947, 1949], Сукачева, Казанли [1949 г.]
		6	Калугин [1942, 1945], Каляев [1945]
Описательная	Единый разрыв и определенной кинематики	5	Смолко [1936], Горшков [1937, 1938], Огнев [1937], Мирошниченко [1937, 1938], Варенцов, Суворов [1940]
		4	Никшич [1924–1926], Гавеман [1929]
		3	Богданович [1887, 1888, 1890, 1895], Андрусов [1888, 1895, 1913], Цимбаленко [1896, 1899], Ивановский [1899], Нацкий [1914–1918]
		2	Муравьев [1821], Эйхвальд [1834], Карелин [1836], Фелькнер [1838], Кошкуль [1870], Сиверс [1873], Титце [1877]
		1	Бекович-Черкасский [1715, 1716], Соймонов [1726], Гмелин [1768–1774] *

1700 г.

1800 г.

* До начала XVIII в. имеются разрозненные сведения отдельных путешественников, географов, историков.

Вид работ и методы исследования	
	Работы по прогнозированию землетрясений
	Начало применения КС; моделирование зоны
	Изучение глубинного строения зоны
	Широкое применение буровых и геофизических работ в связи со строительством главного Каракумского канала им. В.И. Ленина
	Изучение последствий Ашхабадского землетрясения; организация постоянных специальных наблюдений
	Составление первой тектонической схемы всей зоны разлома
	Начало применения аэрофотоснимков; сейсмическое районирование
	Площадные геолого-съёмочные и гидрогеологические работы среднего масштаба
	Изучение разлома в связи с изысканиями вдоль железной дороги Узун-Ада–Ашхабад–Самарканд
	Обзорные маршруты на северо-западном фланге разлома
	Исследование Восточного побережья Каспийского моря

1900 г.

2000 г.

ставлений и сделан вывод об экспоненциальном характере интенсивности изучения зоны разлома в целом (табл. 11).

Сделана попытка рассмотреть строение и развитие исследуемого объекта не в рамках привычного географического региона — Копетдага, а как региональную геологическую структуру, следствием развития которой являются различные равнинные и горные географические области и Копетдаг в том числе.

Проведено тектоническое районирование зоны Главного Копетдагского разлома по морфо-кинематическому типу разрывов.

Зона разлома отделена четкими границами от смежных районов, относящихся к обрамлению зоны. Внутри зоны разлома выделены две клиновидные подзоны, выклинивающиеся навстречу друг другу и характеризующиеся преобладанием различных морфо-кинематических типов разрывов. Дана детальная характеристика узлов тектонического усложнения — Межбалханского, Кизылджабаирского, Искандер-Эйшемского, Арчман-Нохурского и Несско-Первомайского, прерывающих простирание конкретных продольных разрывов зоны и характеризующихся смешанными простираниями и различной кинематикой разрывов и являющихся узлами максимальной тектонической подвижности.

Установлено, что в развитии зоны разлома можно выделить три основных этапа: 1. Палеозойский — характеризующийся преимущественно растяжением и магматическим инъецированием, зафиксированным интрузивными телами Кубадаг-Большебалханского фланга зоны. 2. Мезозойский — характеризующийся преимущественно неравномерным шарнирным прогибанием крыльев зоны разлома и накоплением мощной толщи осадков. 3. Кайнозойский — характеризующийся преимущественно сжатием зоны разлома, усиливающимся в юго-восточном направлении.

Проведено сопоставление наблюдений сетки разрывов центральнокопетдагского участка зоны разлома с моделями трещин скалывания в условиях больших деформаций [Гептнер, 1970], позволившее сделать вывод о минимум 10—25%-ном сжатии зоны Главного разлома, о возможно одновременном развитии продольных и поперечных разрывов зоны в масштабе геологического времени и подтвердившее правильность выделения узлов максимальной тектонической подвижности, расположенных, по данным моделирования, в местах торцового сочленения или пересечения продольных и поперечных нарушений.

Выделены пространственно-временные сейсмомиграционные ряды субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, представляющие собой отражение на поверхности земли современных скрытых линейных глубинных нарушений.

По прямым — переход продольных разрывов зоны в продольную флексуру на юго-восточном фланге зоны разлома, и косвенным — возможная миграция проявлений магматизма с северо-запада зоны на юго-восток и омоложение в этом же направлении поперечных структур зоны, — признакам предположено общее омоложение зоны разлома в юго-восточном направлении.

Показано, что современный X-образный [Борисов, 1967] структур-

ный план зоны разлома обусловлен шарнирным характером развития крыльев зоны разлома.

Предположено важное историко-геологическое, структурное и современное динамическое значение для зоны разлома в целом Межбалхан-Узбойской зоны нарушений северо-восточного простирания, фиксирующейся с юрского времени [Резанов, 1959] и выраженной как в мощностях, так и в геофизических [Амурский и др., 1968б] и сейсмических [Малиновская, 1955] полях.

Изучение более 2000 зеркал скольжения, замеренных на 40 станциях, расположенных по простиранию зоны разлома, показало сложный возвратно-поступательный характер перемещений в плоскости одних и тех же микронарушений.

Выделена подзона с современной фронтальной переработки зоны Главного Копетдагского разлома шириной до 5 км, протяженностью до 500 км, образованная интенсивной сеткой современных разрывных нарушений, значительная часть которых может достаточно корректно диагностироваться как сейсмодислокации.

Обособлены и охарактеризованы Красноводская, Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская сейсмогеологические подзоны, отличающиеся количественными значениями сейсмических и геологических параметров, что свидетельствует о сейсмогеологической разнородности единой в тектоническом плане зоны.

Показано, что для зоны Главного Копетдагского разлома, образующего северную окраину сочленения Иранского и Туранского блоков земной коры, характерно сквозное и клиновидное раздробление земной коры на уровнях — от кристаллического основания до приповерхностной геологической структуры, интенсивно перерабатываемой современными разрывными дислокациями.

В дальнейшем изучении сейсмотектоники зоны Главного Копетдагского разлома перспективными, по представлениям автора, являются три направления исследований. 1. Детальное изучение соотношений между сейсмическими явлениями и тектоническими особенностями строения и тенденциями развития как зоны в целом, так и ее отдельных участков. 2. Изучение строения и особенностей развития зоны Внутрикопетдагского разлома, сейсмотектоническое значение которого для региона в паре с зоной Главного Копетдагского разлома уже указывалось ранее. 3. Изучение положения зоны Главного Копетдагского разлома в структуре северной окраины Туркмено-Иранского сегмента Альпийского складчатого пояса, общие геодинамические условия которого, вероятно, определяют современный сейсмотектонический режим изучаемого региона.

Итак, результаты исследований автора и обобщение материалов, характеризующих строение, особенности развития и направленность сейсмотектонических процессов зоны Главного Копетдагского разлома, подтверждают существующие представления о данной зоне как одной из активнейших современных структурных линий запада Средней Азии, представляющей собой крупную разломную структуру земной коры древнего (минимум палеозойского) заложения, длительного знакопеременного развития, четко выраженную в глубинном строении,

новой структуре и современных процессах региона, и позволяют сделать следующие выводы регионального, теоретического и методического плана.

1. Особенности строения зоны разлома позволяют рассматривать ее как результат тектонического "торошения", возникшего в результате раздавливания геологических масс в области сочленения и активного латерального взаимодействия Иранского и Туранского блоков земной коры.

2. Две зоны глубинных разломов — Главного Копетдагского и Межбалхан-Узбойского, — сопряженные в пространстве, но отличающиеся временем и глубиной заложения, степенью и характером выраженности в глубинном строении и современной структуре, определяют современную динамику региона, разделяя его на четыре сегмента: Кубадаг-Большебалханский и Копетдагский — приподнятые, характеризующиеся разрывно-складчатым комплексом структур сжатия, и Прибалханский и Предкопетдагский — опущенные, с преобладанием структур растяжения. Указанные сегменты зоны разлома находятся в состоянии динамического равновесия и при нарушении его характеризуются встречными взбросо-надвиговыми (вкрест простирания) и сдвиговыми (по простиранию) тенденциями перемещения в поднятых блоках и прогибанием в опущенных.

3. Дискретная сейсмичность зоны Главного Копетдагского разлома определяется динамическими "возможностями" отдельных участков зоны разлома и связывается с границами глубинных впадин, фиксируемым по всем глубинным срезам вплоть до поверхности Мохоровичича (Красноводское землетрясение 1895 г., Ашхабадское 1948 г.), с границами базификации коры (Красноводское землетрясение 1895 г.), с узлами пересечения продольных и поперечных глубинных разломов (землетрясения: Красноводское 1895 г., Казанджикское 1946 г., Ашхабадское 1948 г.), с участками тектонического усложнения зоны разлома (землетрясения: Казанджикское 1946 г., Ашхабадское 1948, 1968 гг., Арчманское 1963 г.).

4. Впервые проделанные для зоны разлома пространственная корреляция и оценка сейсмических и геологических параметров при помощи математической статистики могут быть рекомендованы в виде вспомогательного комплекса методов при выделении и проверке уже выделенных сейсмогеологических единиц (зон, подзон, участков) и при детальном сейсмическом районировании.

5. Определение участков шарнирного "скручивания" конкретных разрывов или их зон, поиск узлов пересечения продольных и поперечных структур различной проработки и глубины проницаемости, определение направления омоложения продольных и поперечных разрывных нарушений в зоне разлома могут рассматриваться как прогностические элементы для определения мест максимальных разрушений при землетрясениях в зоне разлома.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г.И.* Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. М.: Наука, 1966, с. 6—32.
- Амурский Г.И.* Обзор основных черт доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1968, вып. 5, с. 110—130.
- Амурский Г.И.* Копетдагский глубинный разлом. — В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Недра, 1969, с. 42—50.
- Амурский Г.И.* Глубинное строение Копетдага. — Геотектоника, 1971, N 1, с. 69—84.
- Амурский Г.И.* Региональная тектоника Запада Средней Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, М., МГУ 1972. 48 с.
- Амурский Г.И.* Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — Геотектоника, 1976, N 2, с. 87—100.
- Амурский Г.И., Арест Ф.А., Воловик В.Т.* и др. Основные критерии выделения разломов по геофизическим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении, Ашхабад, 1968а, вып. 1, с. 205—222.
- Амурский Г.И., Борисов, А.А., Лыков В.И., Шелегова И.Ф.* Глубинное строение земной коры Копетдага. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968б. N 6, с. 5—14.
- Амурский Г.И., Крымус В.Н., Шелегова И.Ф.* О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 192—198.
- Амурский Г.И., Лыков В.И., Шелегова И.Ф.* Глубинная структура Ашхабадского сейсмоактивного района. — В кн.: Сейсмоструктура альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974, с. 52—67.
- Амурский Г.И., Туинов К.В., Хариков Б.А., Шлезингер А.Е.* Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М.: Наука, 1968в, 53 с.
- Ананьин И.В.* Карта коэффициентов затухания интенсивности сейсмоактивных районов СССР. — В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983, с. 40—45.
- Ананьин И.В., Курбанов М.К., Мурадов Ч.М., Рахимов А.Р.* Прогноз места разрушительного землетрясения в Предкопетдагской зоне разломов. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1982, N 3, с. 42—46.
- Андрусов Н.И.* Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей. — Изв. Рус. геогр. о-ва, 1888а, т. 24, вып. 2, с. 91—114.
- Андрусов Н.И.* О геологическом исследовании в Закаспийской области. — В кн.: Тр. Арало-Каспийской экспедиции. СПб., 1888б, вып. 6, с. 115—166.
- Андрусов Н.И.* Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. I. В кн.: Тр. Арало-Каспийской экспедиции. СПб., 1905, вып. 7, с. 81—96.
- Андрусов Н.И.* О геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г. — Изв. Геол. ком., СПб., 1914, т. 33, с. 849—887.
- Архипов И.В., Муратов М.В., Постельников Е.Е.* Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. — В кн.: Проблема 2. Гималайский и альпийский орогенез. МГК, 22-я сес. Докл. сов. геологов М.: Недра, 1964, с. 7—21.
- Атабекян А.А., Лихачева А.А.* Верхнемеловые отложения Западного Копетдага. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Н. С. Л.: Гостоптехиздат, 1962, т. 62, вып. 10, с. 152—155.
- Атлас истории географических открытий и исследований. М.: ГУГК, 1959. 109 с.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В.* и др. Поле упругих напряжений

Земли и механизм очагов землетрясений. — Сейсмология, 1972, Т 8, с. 192.

Бархатов Б.Н. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 119 с.

Белов А.А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое. — Геотектоника, 1967, N 3, с. 19—31.

Белоусов В.В. Развитие литосферы и разломы. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, N 4, с. 6—16.

Бескровный Н.С., Гемп С.Д., Шварц Т.В. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 210, с. 103—105.

Бирман А.С., Расцветаев Л.М. О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Гяурского Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, N 6, с. 52—56.

Бобков А.Г. Территория Туркменистана по представлениям ученых древности. Ашхабад, 1971, 40 с.

Богданов М.Н. Обзор экспедиций и естественно-исторических исследований в Арало-Каспийской области с 1720 по 1874 г. — В кн.: Тр. Арало-Каспийской экспедиции, СПб., 1875, вып. 1, с. 53.

Богданович К.И. Орогеологические наблюдения в нагорной части Закаспийской области и в северных провинциях Персии. — Изв. Геол. ком., 1887а, т. 6, с. 66—104.

Богданович К.И. Хорасанские горы и культурная полоса Закаспийской области. — Изв. РГО, 1887б, т. 24, вып. 2, 190—206.

Богданович К.И. Несколько слов об орографии и геологии Северной Персии. — Изв. РГО, 1888, т. 24, вып. 3, с. 203—223.

Богданович К.И. К геологии Средней Азии. Описание некоторых осадочных образований Закаспийского края и части Северной Персии. — Зап. СПб. минерал. о-ва, 2-я сер., 1890, ч. 26, с. 1—156.

Богданович К.И. Приложение гипотезы скольжения Рейера к объяснению дислокаций в Закаспийском крае. — Изв. РГО, 1895, т. 31, вып. 1, с. 27—35.

Борисов А.А. Глубинные разломы Запада Средней Азии. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 125—139.

Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.

Борисов А.А. Тектоно-геофизические неоднородности сейсмогенных структур. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, N 4, с. 154—155.

Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые

структуры и линейaments Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, 122 с.

Борисов А.А., Шенкарева Г.А. Сейсмолого-геофизическая характеристика Кавказа и Запада Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, N 6, с. 5—16.

Браташ В.И. Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и Восточной Азии: Главные Иранское, Индостанское и Гималайское направления новейшего орогенеза. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, сб. 6, с. 3—11. (Тр. ВНИГНИ. Тадж. отд.; Вып 159).

Браташ В.И. Кермано-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, N 2, с. 55—67.

Браташ В.И. Венд-палеозойские прогибы Иранского сегмента Альпийского подвижного пояса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 4, с. 5—22.

Вальбе С.П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.

Вальбе С.П., Блискава А.Г., Кравченко Ю.К. и др. Тектоника Копетдага и зоны его сочленения с Туранской плитой: (Атлас карт). Ашхабад, 1972.

Вальбе С.П., Смирнов Л.Н., Птушкин Э.И., Алланов А. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1970, N 6, с. 105—116.

Варенцов М.И., Суворов П.Г. Геологическое строение и нефтеносность системы Копетдагских гор. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Средней Азии. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 183—223.

Васильевский М.П., Данов А.В., Никшич И.И. Геологический очерк Туркмении. — В кн.: Туркмения. Л.: Изд-во АН СССР, 1929, т. II, с. 97—123.

Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.К., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1966, 286 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 165).

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.

Гавеман Б. Копетдагское землетрясение 1 мая 1929 г. — Метеорол. вестн., 1929, с. 165.

Гаврилов В.П. Типы разломов эпипалеозойских плит Евразии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52(2), с. 47—54.

Гаврилов В. П. Феноменальные структуры Земли. М.: Наука, 1978. 144 с.

Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1977, N 3, с. 25—37.

Гарьковец В. Г., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Г. Урало-Тяньшаньский сдвиг и его роль в соотношении палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР 1967, т. 176, т. 176, N 5, с. 1127—1130.

Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Кейлис-Борок В. И. Условия возникновения сильных землетрясений: (Калифорния и некоторые другие районы). — В кн.: Исследование сейсмичности и моделей Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1976, вып. 9, с. 3—91.

Геологическая изученность СССР. Т. 49. Туркменская ССР. Период 1800—1940 гг. Ашхабад, 1973. 377 с.

Геологическая карта Туркменской ССР. Масштаб 1:1 500 000 /Под ред. Н. П. Луппова, 1968.

Геологическое дешифрирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса /Под ред. В. Е. Ханина, В. Н. Брюханова, Я. Г. Каца. М.: Недра, 1981. 206 с.

Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972. 768 с.

Гептнер Т. М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, N 4, с. 81—89.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 3/4. 544 с.

Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 74—82.

Глуцева В. Ф. Материалы для истории экспедиций Академии наук в XVIII и XIX веках. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 312 с. (Тр. архива; Вып. 4).

Годин Ю. Н. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М.: Недра, 1969. 252 с.

Голинский Г. Л. Об оценке интенсивности Каахкинского землетрясения 24 октября 1966 г. по поведению зданий и сооружений. — Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1972, N 4, с. 37—41.

Голинский Г. Л., Непесов Р. Д. Ашхабадское землетрясение 15 ноября 1968 г. — В кн.: Сильные землетрясения Средней

Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1975, вып. 2/4, с. 192—203.

Голинский Г. Л., Непесов Р. Д., Маулян Р. Д. Арчманское землетрясение 18 сентября 1963 г. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1970, N 6, с. 52—60.

Гордеев Д. И. История геологических наук. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. П. 323 с.

Горелов С. К. Новейшая морфотектоника и ее влияние на сейсмичность Южного Туркменистана. — В кн.: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983, с. 28—33.

Горелов С. К., Кулмамедов М., Курбанов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. М.: Наука, 1979. 108 с.

Горелов С. К., Курбанов М., Тагиев С. Геоморфологические исследования на Ашхабадском геофизическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. М., ВИНТИ, 1968, вып. 4, с. 155—166.

Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозе. М.: Наука, 1978. 122 с.

Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1947а, N 1, с. 103—115.

Горшков Г. П. Землетрясения Туркмении. М., 1947б, 63 с. (Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР; N 122).

Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М.: Географиздат, 1949. 120 с.

Горшков Г. П. Землетрясения Туркмении. — В кн.: Геология СССР т. 22. Туркменская ССР, ч. I. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 519—530.

Горшков Г. П. О современных сейсмодислокациях. — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 3—4.

Горшков Г. П. Об очаге землетрясения. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1983, N 2, с. 3—14.

Горшков Г. П. Региональная сеймотектоника территории юга СССР: Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 271 с.

Горшков Г. П., Колибаев В. А., Рустанович Д. Н. Новейшие и современные движения и сейсмичность в предгорной зоне Копетдага. — В кн.: Сеймотектоника альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974, с. 43—51.

Горшков Г. П., Костенко Н. П. К мето-

дикое изучение неотектонических движений в связи с сейсмичностью. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1953, N 10, с. 79—84.

Горшкова Г.П., Шенкарева Г.А. Некоторые особенности проявления сейсмической активности в альпийском поясе Евразии. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 234—240.

Горшкова Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. М.: Изд-во МГУ, 1973. 592 с.

Губин И.Е. О сейсмическом районировании Юго-Западной Туркмении. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, N 3, с. 443—450.

Данов А.В. Геологическая изученность Туркменской ССР. — В кн.: Проблемы Туркмении. Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 38—54. (Тр. первой конф. по изуч. производ. сил ТССР; Ч. 2).

Еганов Э.А. О выделении объектов исследования в геологии. — В кн.: Пути познания Земли. М.: Наука, 1971, с. 36—48.

Езишвили А.Г. О сдвиговых перемещениях Главного взброса Западного Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1972, N 4, с. 60—67.

Захидов А.У. Основные разрывные нарушения Северо-Западной Туркмении и прилегающих районов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1972, вып. 8, с. 98—111.

Ивановский И.К. Красноводское землетрясение 27 июня 1895 г. — В кн.: Материалы для изучения землетрясений России. Прил. II к т. 35. — Изв. РГО, 1899, с. 21—35.

Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984. 199 с.

Ишутин В.В. Глубинная структура южного склона Туранской плиты по данным региональных геофизических исследований КМПВ. — Сов. геология, 1970, N 5, с. 146—150.

Ишутин В.В., Лыков В.И., Одеков О.А. Геотектонические особенности глубинной структуры Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1970, N 2, с. 106—113.

Калугин П.И. Схема тектоники передового хребта Копетдага. — Тр. ТФАН, 1942, вып. 2, с. 181—212.

Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага. — Тр. Туркм. геол. упр. 1945, вып. 1, с. 7—15.

Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага. — Сов. геология, 1946, N 11, с. 45—52.

Калугин П.И. К схеме тектоники Ко-

петдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1955, N 2, с. 17—20.

Калугин П.И. Зона краевых складок Копетдага. — В кн.: Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 394—407.

Калугин П.И. Схема тектонического районирования Советского Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, N 4, с. 89—103.

Калугин П.И. Южный Копетдаг: Геол. описание. Ашхабад: Ылым, 1977. 212 с.

Калугин П.И., Крымус В.Н., Езишвили А.Г. Копетдагское складчатое поднятие. — В кн.: Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 621—648.

Калыев Г.И. Тектоника Арчман-Нохурского района хребта Копетдаг. — Тр. Туркм. геол. упр., 1945, вып. 1, с. 16—26.

Калыев Г.И. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и ее связь со складчатыми структурами. М.: Госгеолтехиздат, 1946, 42 с.

Карелин Г.С. Путешествия по Каспийскому морю. — Зап. геогр. о-ва по общ. географии, 1883, т. 10, с. 161—497.

Конн М.Л. О строении и истории развития Эзет-Карагазской зоны Западного Копетдага. — В кн.: Тез. докл. IV науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ. М., 1969, с. 78—80.

Конн М.Л. О диагональных сдвигах на Северо-Западном Копетдаге. — Докл. АН СССР, 1970а, N 1, с. 194, с. 163—166.

Конн М.Л. Разрывная тектоника Северо-Западного Копетдага и ее интерпретация в свете закона скалывающих напряжений. — В кн.: Тез. докл. V науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ. М., 1970б, с. 70—72.

Конн М.Л. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971. 28 с.

Конн М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклиналиных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, N 2, с. 94—107.

Конн М.Л., Наумов М.С., Полатев А.И. Тектоника Зирик-Куйлярской антиклинальной зоны Западного Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, N 2, с. 96—101.

Конн М.Л., Расцветаев Л.М. О структурных связях Западного Копетдага и Прибалханского района. — В кн.: Тез. докл. IV науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ. М., 1969, с. 81—85.

Конн М.Л., Расцветаев Л.М. О лине-

аментах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, N 11, с. 26—35.

Копт М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, N 7, с. 59—69.

Коровина Т.Л., Караханян А.С. К вопросу о соотношении сейсмичности с линиями Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Исслед. Земли из космоса, 1981, N 6, с. 27—33.

Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных информаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.

Коц В.Г. Региональные разломы. — В кн.: Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 505—508.

Кравченко К.Н., Муратов М.В., Вонгаз Л.Б. и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М., 1973. 221 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 141).

Кривошеин В.Т. История осадконакопления и тектонического развития Туркмении в позднепалеозойское и триасовое время. — Тр. Упр. геол. ТССР, 1972, вып. 7, с. 139—142.

Крымус В.Н. Разрывная тектоника Копетдага. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 186—191.

Крымус В.Н., Лыков В.И. Характер сочленения эпигерцинской платформы и альпийского складчатого пояса на юге Туркмении. — Геотектоника, 1969, N 6, с. 52—63.

Крымус В.Н., Лыков В.И. Тектоника Копетдага и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. — Тр. Упр. геол. ТССР, 1972, вып. 7, с. 96—113.

Кубасов И.М., Карташев В.Ф. Особенности геологического строения Бами-Коджинской складки. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1970, N 6, с. 84—88.

Куражковская Е.А. Диалектическая концепция развития в геологии: (Филос. аспект). М.: Изд-во МГУ, 1970. 240 с.

Курбанов М.К., Горелов С.К., Челпанов С.С. и др. Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской

сейсмоактивной зоны. Ашхабад: Ылым, 1973. 156 с.

Курбанов М.К., Лыков В.И., Джаманов К.Д. и др. Результаты и перспективы изучения деформационных процессов на Ашхабадском геодинамическом полигоне. — В кн.: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983, с. 22—27.

Курбанов М.К., Лыков В.И., Мьякин В.И. Физико-тектонические процессы и опыт прогнозирования землетрясений в Ашхабадском сейсмоактивном районе. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 7—13.

Ланге О.К. Главный Туркменский канал и задачи геологических исследований в связи с преобразованием природы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27(5), с. 23—31.

Леонов Ю.Г. Соотношение Памиро-Каракурмских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 14(4), с. 132—148.

Леонтьев Л.Н. О характере тектонического сопряжения Копетдага и Каракумов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1953, т. 28, вып. 5, с. 33—55.

Лузгин Б.К. Неотектоника Советского Копетдага. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, N 3, с. 40—46.

Лузгин Б.К. Рельеф предгорий и структура краевых шовных зон (на примере Копетдага). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978а, т. 53(3), с. 42—55.

Лузгин Б.К. Поля тектонических напряжений и рельеф молодых орогенных дуг (на примере северной части Туркмено-Хорасанских гор). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978б, т. 53(5), с. 95—102.

Луппов Н.П. История геологического развития. — В кн.: Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972, с. 713—733.

Луппов Н.П. О Казанджикском землетрясении 8 ноября 1946 г. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1975, N 5, с. 43—47.

Лыков В.И. Строение земной коры в зоне сочленения Туранской плиты и альпийской складчатой системы Туркмении по сейсмическим данным. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962, N 6, с. 11—18.

Лыков В.И., Безгодков В.А., Орлов В.С. Земная кора Копетдага. — Сов. геология, 1975, N 5, с. 126—129.

Маилан Р.А. Трещинная тектоника

Центрального Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1969, N 4, с. 62—68.

Макаров В.И., Соловьева Л.И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, N 2, с. 10—18.

Макаров В.И., Трифионов В.Г., Шуркин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. — Геотектоника, 1974, N 3, с. 114—132.

Малиновская Л.Н. Динамическая характеристика очагов Юго-Западной Туркмении. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, N 1, с. 31—34.

Марченко В.И. Палеогеографические и фашиальные особенности неокомских отложений Центрального Копетдага и перспективы их нефтегазоносности. — В кн.: Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1960, вып. 1, с. 113—127.

Марченко В.И. Стратиграфия, литология и фашии неокома Копетдага. — В кн.: Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 11. Неом Копетдага, кн. 1. 327 с.

Машрыков К.К., Кулиев К.Б., Курбатов В.С. и др. О верхнепалеозойских и триасовых отложениях Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1974, N 1, с. 105—111.

Международная сессия редакционных комитетов тектонической карты Европы, Ближнего и Среднего Востока, Баку, 1968 г. Баку: Элм, 1969. 54 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. — В кн.: МГК, Пробл. 3. XXIII сес. Докл. сов. геология. М.: Наука, 1968, с. 176—182.

Мирзаханов М.К. Тектоника Западно-Туркменской впадины. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1969, вып. 6, с. 51—81.

Мирошниченко В.П. Новые данные по тектонике Центрального Копетдага. — Зап. ЛГИ, 1937, т. 15, вып. 1, с. 150—158.

Мирошниченко В.П. Об особом типе складчатости, установленном в Арчман-Нохурском районе хребта Копетдаг, Туркменская ССР. — Зап. ВМО. 2-я сер., 1938, ч. 67, вып. 1, с. 193—228.

Мирошниченко В.П. Геологическое строение северо-восточного Хорасана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, N 4, с. 61—75.

Мирошниченко В.П. Явления грязевого вулканизма при Ашхабадском землетрясении в августе 1948 г. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, N 5, с. 122—138.

Мирошниченко В.П. Значение планетарной трещиноватости в формировании региональных черт тектоники и рельефа Копетдага. — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 56—56.

Можаев Б.Н. К вопросу о природе линейментов. — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 104—109.

Муратов М.В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, N 1, с. 63—96.

Муратов М.В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза. — Геотектоника, 1977, N 5, с. 20—43.

Мушкетов И.В. Краткий очерк геологического строения Закаспийской области (с геологической картой Закаспийской области). СПб., 1891. 123 с.

Наливкин Д.В. Предгорный прогиб Копетдага. — Изв. Туркм. фил. АН СССР, 1951, вып. 3, с. 43—46.

Нацкий А.Д. Краткий отчет об исследовании в Кюрендаге в 1913 г. — Изв. Геол. ком., 1914, т. 33, N 249, с. 509—523.

Нацкий А.Д. О геологических исследованиях в Закаспийской области весной 1914 г. — Изв. Геол. ком., Пг., 1915а, т. 34, N 10, с. 695—723.

Нацкий А.Д. Геологический очерк Данатинской антиклинали. — Изв. Геол. ком., 1915б, т. 34, с. 849.

Нацкий А.Д. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. — В кн.: Материалы общей и прикладной геологии. СПб., 1916, вып. 4, с. 37—38.

Нацкий А.Д. О геологических исследованиях в Закаспийской области весной 1917 г. — Изв. Геол. ком., 1917а, т. 34. 05 с.

Нацкий А.Д. Серные источники Закаспийской области. — В кн.: Естественные производительные силы России, т. IV. Полезные ископаемые. Пг. 1917б, вып. 40, с. 81—82.

Нацкий А.Д. О геологических исследованиях в Западном Копетдаге. — Изв. Геол. ком., 1918, т. 37, N 1, с. 57—62.

Некоторые черты тектоники Запада

Средней Азии: (Объясн. зап. к тектон. карте Запада Средней Азии масштаба 1:1 000 000)/Под ред. Г.Х. Дикенштейна, К.Н. Кравченко. М.: 1970, с. 66.

Николаев Н.И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома хребта Кара-тау). — Сов. геология, 1959, N 7, с. 73—80.

Николаев Н.И., Николаев П.Н., Сидоров И.С. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, N 6, с. 72—81.

Николаев П.Н. К вопросу о механизме деформации земной коры и верхней мантии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 57, N 1, с. 26—43.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 239 с.

Никшич И.И. Копетдаг: Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской области в 1923 г. Ташкент, 1924. 100 с.

Никшич И.И. Копетдагская линия термальных источников. — Вестн. ирригации, 1925, N 7, с. 65—81.

Никшич И.И. От Багира до станции Артык: Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской республики в 1924 г. Ташкент: УВХ Средней Азии, 1926а. 68 с.

Никшич И.И. От Кизыл-Арвата до станции Арчман: Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской республики в 1924 г. — В кн.: Материалы по гидрогеологии Средней Азии. Ташкент, 1926б, вып. 3. 94 с.

Никшич И.И. От станции Казанджик до колодца Куйляр. М.; Л.: Геол. изд-во, 1931. 54 с. (Тр. ГГРУ; Вып. 26).

Никшич И.И., Данов А.В., Васильевский П.М. Геологический очерк Туркмении. — В кн.: Туркмения. Л., 1929, т. 2, с. 97—123.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 535 с.

Огнев В.Н. О покровных структурах в Копетдаге. — Пробл. геологии, 1937а, N 9, с. 789—798.

Огнев В.Н. Тектоника Туркменской ССР. — В кн.: Тр. XVII сес. МГК. 1937б, т. 2, с. 467—472.

Огнев В.Н. О сдвигах в земной коре. — В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 29—34.

Одеков О.А., Васов О.К., Нурма-

медов Л. Строение рельефа поверхности кристаллического основания Копетдага по гравитационным данным. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1974, N 1, с. 100—104.

Одеков О.А., Мурадов Ч., Ювшанов А. Строение земной коры основных структурных элементов южного Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1972, N 4, с. 42—51.

Одеков О.А., Назаров Н.О., Яхимович Н.Н. О роли разломов с горизонтальными смещениями в восточном секторе Южно-Каспийской мегавпадины. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1975, N 5, с. 48—57.

Одеков О.А., Хариков Б.А. Особенности глубинного строения земной коры Западной Туркмении. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1968, вып. 1, с. 139—151.

Одеков О.А., Ювшанов А., Мурадов Ч., Рахимов А.Р. Геофизические исследования сейсмоопасных районов Туркмении. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 70—77.

Одеков О.А., Яхимович Н.Н., Аширов Т. Кольцевые структуры Юго-Западного Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1977, N 4, с. 71—75.

Онопrienko В.И., Поваренных А.С. История геологии, методология и геологическая теория. — В кн.: Геологическое образование и история геологии. М.: Наука, 1976, с. 5—15.

Осокина Д.Н., Гуценко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). — В кн.: Поля напряжения и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—203.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, N 4, с. 5—23.

Пейве А.В. Глубинные разломы и мобилизм. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, N 5, с. 6—23.

Петрушевский Б.А. Туркменская ССР: Геологическое строение и полезные ископаемые. — В кн.: БСЭ. 2-е изд., 1956, т. 43, с. 446—447.

Петрушевский Б.А. Геологические ус-

ловия возникновения землетрясений. — Сов. геология, 1960, N 2, с. 74—82.

Петрушевский Б.А., Резанов И.А. К вопросу о надвигах Западного Копетдага. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 1, с. 7—19.

Петрушевский Б.А., Резанов И.А., Растворова В.А., Леонов Н.Н. О тектонике Западной Туркмении. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, вып. 4, с. 3—35.

Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 176 с.

Поletaев А.И. Современные дислокации зоны Главного Копетдагского разлома (опыт элементарного количественного и пространственного анализа). — В кн.: Материалы 2-й науч. конф. аспирантов и молодых ученых МГУ. Сер. геол. М., 1975, с. 94—98. Рукопись деп. в ВИНТИ 1.03.73, N 642—76 Деп.

Поletaев А.И. Корреляция сейсмических и геологических параметров в зоне Главного Копетдагского разрыва. — В кн.: Материалы 4-й науч. конф. аспирантов и молодых ученых МГУ. Сер. геол. М., 1977, т. 1, с. 114—120. Рукопись деп. в ВИНТИ 15.08.77, N 3263—77 Деп.

Поletaев А.И. Прогнозирование мест максимальных разрушений при землетрясениях в зоне Главного Копетдагского разрыва в связи со строительством 4-й очереди Главного Караумского канала им. В.И. Ленина. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. М.: ПНИИИС. 1979, (Тез. Всесоюз. семинара "Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства"). М., ПНИИИС, ноябрь 1979), с. 110—112.

Поletaев А.И. Некоторые вопросы сейсмоструктуры зоны Главного Копетдагского разлома. — В кн.: Основные проблемы сейсмоструктуры. М., 1982, вып. 1, с. 97—125. Рукопись деп. в ВИНТИ 15.06.83, N 3290—83 Деп.

Поletaев А.И. Современные тенденции развития зоны Главного Копетдагского разлома. — В кн.: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983а, с. 33—36.

Поletaев А.И. Современные дислокации зоны Главного Копетдагского разлома и некоторые вопросы корреляции сейсмических и геологических параметров. — В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983б, с. 88—97.

Поletaев А.И. Сейсмолинеаменты и сейсмомиграционные ряды Кавказа и Копетдага. — В кн.: Всесоюз. совещ. на тему "Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений". Кишинев, 1984, с. 54—56.

Поletaев А.И., Сапожников В.Г. Оценка сейсмических и геологических параметров Центрально-Копетдагской сейсмоструктурной зоны методами математической статистики. — В кн.: Материалы V науч. конф. аспирантов и молодых ученых, т. 1, М.: Изд-во МГУ. Сер. геол., 1978, с. 93—102. Рукопись деп. в ВИНТИ 25.12.78, N 3903—78 Деп.

Поля напряжений и деформаций в литосфере/Отв. ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука, 1978. 255 с.

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 220 с. (Тр. ГИН; Вып. 340).

Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. 191 с.

Растворова В.А. Новейшая тектоника Юго-Западной Туркмении. — Сов. геология, 1958, N 6, с. 74—101.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. — Геотектоника, 1966, N 3, с. 93—108.

Расцветаев Л.М. Южно-Туркменская шовная зона — региональная система взбросо-сдвиговых дислокаций. — В кн.: III науч. конф. геол. фак. МГУ: Тез. докл. М.: МГУ, 1968, с. 40—43.

Расцветаев Л.М. Основные черты строения молассовой формации Копетдага. — Докл. АН СССР, 1969а, т. 186, N 1, с. 162—165.

Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа новейшей структуры Келатской антиклинали (Восточный Копетдаг). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969б, N 2, с. 40—59.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности тектоники Предкопетдагского прогиба. — В кн.: Тез. докл. IV науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ. М., 1969в, с. 72—74.

Расцветаев Л.М. О роли горизонтальных напряжений в формировании новейшей структуры Копетдага. — В кн.: Новейшие тектонические движения и структура альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку: Элм, 1970а, с. 138—144.

Расцветаев Л.М. Тектодинамическая характеристика новейшей структуры Южной Туркмении и смежных областей. —

Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970б, т. 14(4) с. 156—157.

Расцветаев Л.М. О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шов-ной системы. — В кн.: VI науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ, 1971, с. 88—89.

Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3, с. 35—70.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5, с. 57—107.

Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. О сейсмостектонических разрывах Центрального Копетдага. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1965, N 2, с. 183—190.

Резанов И.А. О возрасте и типах складчатости Копетдагского мегантиклинория. — Сов. геология, 1956, т. 54.

Резанов И.А. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, N 3, с. 58—78.

Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 246 с.

Резанов И.А. По возрасту и пустыням Азии: Путешествия К.И. Богдановича. М.: Мысль, 1976. 78 с.

Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, N 4, с. 49—59.

Резанов И.А., Шевченко В.И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 182 с.

Резвой Д.П. К истокам учения о глубинных разломах. — В кн.: Геологическое образование и история геологии. М.: Наука, 1976, с. 44—59.

Рустанович Д.Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. М.: Наука, 1967. 95 с. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 12).

Рустанович Д.Н. Колебания поверхности Земли в эпицентральных зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1975. 97 с.

Рыжкова М.О. О связи очагов ряда сильных землетрясений Ферганы с зонами торцевого сочленения разломов. —

В кн.: Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. Тез. докл., декабрь 1976. Ташкент: Фан, 1976. с. 13.

Сборщиков И.М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок). — Геотектоника, 1976, N 3, с. 58—73.

Сборщиков И.М., Дронов В.Н., Калимулин С.М., Мирзод С.Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1974, N 2, с. 104—115.

Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненишин Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика). — Геотектоника, 1981, N 6, с. 92—108.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.

Сейсмичность Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1968. 201 с.

Семенович В.В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. — Сов. геология, 1964, N 5, с. 75—84.

Семенов А.Ф., Жданов Б.П., Спивак Ю.С., Фартуков М.М. Глубинные разломы юга Туркмении. — Сов. геология, 1969, N 5, с. 35—46.

Сергеев А.А. Некоторые особенности структуры восточного Копетдага. — Вестн. ЛГУ. Сер. Геология и география, 1956, вып. 4, с. 14—23.

Скарятин В.Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков (метод многоступенчатой генерализации). — Изв. вузов. Геология, и разведка, 1973, N 7, с. 34—50.

Скобелев С.Ф., Флоренский П.В. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. — Геотектоника, 1974, N 5, с. 104—107.

Смолюк Г.И. Возраст сбросов на о. Челекен. — Нефт. хоз-во, 1936, N 1, с. 11—16.

Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977. 158 с.

Суворов А.И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе глобальных тектонопар). — Геотектоника, 1978, N 2, с. 3—18.

Сытин Ю.Н., Чихачев П.К., Чуенко П.П. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии. — В кн.: Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии. М.: Гостехиздат,

с. 7—38. 1960 (Тр. ВНИГНИ. Н.С.; т. 42. Вып. 1).

Тектоника Евразии: (Объясн. зап. к тектон. карте Евразии, масштаб 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.

Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 1973. 221 с.

Тектоника Туркмении и сопредельных территорий: Материалы тектон. совещ. в Ашхабаде в октябре 1964 г. М.: Наука, 1966. 240 с.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.

Тунов К.В. К вопросу о геотектоническом положении Большого Балхана. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 199—206.

Трифонов В.Г. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования: (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ). — Геотектоника, 1971, N 4, с. 65—68.

Трифонов В.Г. Голоценовые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа, их соотношение с сейсмичностью. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973, с. 41—42.

Трифонов В.Г. Современные дислокации юга Туркмении. — В кн.: Сейсмоструктура Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974, с. 68—77.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976а, N 11, с. 54—64.

Трифонов В.Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага). — В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. — Геология и геоморфология, 1976б, т. 5, с. 103—113.

Трифонов В.Г. Молодые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. — В кн.: Современные дислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 54—60.

Трифонов В.Г. Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., ГИН, 1980. 49 с.

Туголесов Д.А. Тектоника Южно-Туркменской впадины. — Геотектоника, 1965, N 4, с. 66—83.

Фартуков М.М. Позднемиловый этап в истории Туркмении. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1969, выпр. 6, с. 89—109.

Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, N 3, с. 13—29.

Хаин В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, N 6, с. 3—18.

Хаин В.Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Ст. 2. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, N 1, с. 3—25.

Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, N 2, с. 36—72.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

Хаин В.Е. Шестьдесят лет советской геотектоники: (Основные аспекты и этапы развития). — Геотектоника, 1977, N 5, с. 5—19.

Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока: (Ст. 1. Западный сегмент). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, N 3, с. 3—17.

Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г., Славин В.И., Онуфриук Т.П. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока: (Ст. 2. Восточный сегмент). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, N 4, с. 11—17.

Хариков Б.А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсморазведочного профиля. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 210—213.

Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами. М.: Мир, 1973. 250 с.

Цимбаленко Л.И. Естественные водные богатства Закаспийской области: Гидрогр. очерк. Ашхабад, 1896. 25 с.

Цимбаленко Л.И. Землетрясение в Персии: Кучанское землетрясение 5 ноября 1893 г. — В кн.: Материалы для

изучения землетрясений России/Под ред. И.В. Мушкетова. СПб., 1899, с. 11—19. (Изв. РГО; Т. 35).

Чепов Ю.П. О восточном продолжении Копетдагского складчатого сооружения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, N 8, с. 3—6.

Чистяков А.А. О геоморфологии и новейшей тектонике западных оконечностей Копетдага. — В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной геологии. М., 1961, с. 113—120. (Учен. зап. МГУ; Вып. 192).

Чистяков А.А., Соловьева А.П. К новейшей тектонике и сейсмичности Ирана и Афганистана. — Вестн МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, N 5, с. 58—64.

Шварц Л.Я., Шварц Т.В. Условия формирования структур Прибалханского района юго-западной Туркмении. — Геология нефти, 1965, N 7, с. 14—19.

Шебадин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, N 1, с. 3—21.

Шульц С.С. Планетарная трещиноватость (основные положения). — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 5—37.

Шукин Ю.К. Сейсмогенные разломы земной коры. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИ Геофизика, 1973, с. 70—80.

Шукин Ю.К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 125—133.

Шукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность литосферы орогенных зон юга

СССР и прилегающих территорий: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1979. 48 с.

Шукин Ю.К., Каленик В.Н. Условия и характеристика сейсмичности орогенного пояса юга СССР. — В кн.: Методика и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении сейсмоопасных зон. М., 1977, с. 6—24.

Шукина И.В. О методике полевого картирования сейсмодислокаций. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, N 5, с. 73—79.

Юдборовский И.Х. Закономерности изменения плотности пород осадочной толщи мезозоя и кайнозоя на территории западной части Средней Азии. — В кн.: Новые данные по геологии западной части Средней Азии. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1963, вып. 14. Н.С., т. 109, с. 263—280.

Ятченко Л.Д. О возрасте диагенетических разрывов Западного Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, N 4, с. 127—128.

Ятченко Л.Д. Возраст разрывных нарушений Западного Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении, 1972, 152—156. (Тр. Упр. геол. ТССР; Вып. 7).

Hobbs W.N. Lineaments of the Atlantic border region. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1904, vol. 15, p. 483—506.

The seismicity of Iran: Preliminary Map of epicentres and Focal depths. Compiled by M. Berberian. Scale 1:2500000. 1973.

Wellman H. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. — Geol. Rdsch., 1966, vol. 55, N 3, p. 13—23.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Развитие представлений о строении, кинематике и сеймотектонике зоны Главного Копетдагского разлома	5
Глава 2. Тектоника зоны Главного Копетдагского разлома	25
Развитие зоны Главного Копетдагского разлома	25
Добайкальский этап	25
Байкальский этап	27
Каледонский этап	27
Герцинский этап	27
Киммерийский этап	29
Альпийский этап	31
Новейший этап	39
Современная структура зоны Главного Копетдагского разлома	43
Районирование зоны Главного Копетдагского разлома по морфо-кинемати- ческому типу дизъюнктивов	45
Трещиноватость, микронарушения и тектонические поля напряжений	52
Сопоставление сети разрывов с моделями трещин скалывания в условиях больших деформаций	60
Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в глубинной структуре региона	62
Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в новейшей структуре региона	68
Глава 3. Сеймотектоника зоны Главного Копетдагского разлома	79
Отражение зоны Главного Копетдагского разлома в сейсмичности Балхан- Копетдагского региона	79
Общая модель напряженного состояния зоны Главного Копетдагского разлома по характеру разрушений в очагах	86
Современные разрывные дислокации и сейсмодислокации	90
Пространственная корреляция сейсмических и геологических параметров	96
Оценка связей сейсмических и геологических параметров методами матема- тической статистики	101
Глава 4. Геодинамические модели зоны Главного Копетдагского разлома и положение зоны в структуре Туркмено-Иранского сегмента альпийского пояса Евразии	107
Геодинамические модели зоны внутрирегионального ранга	108
Геодинамические модели разлома надрегionalного ранга	109
Геодинамическая модель зоны Главного Копетдагского разлома планетарного ранга	113
Заключение	116
Литература	123

Анатолий Иванович

Полетаев

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА
ЗОНЫ ГЛАВНОГО
КОПЕТДАГСКОГО РАЗЛОМА**

Утверждено к печати
Межведомственным советом
по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству
при Президиуме АН СССР

Редактор *В.П. Цетлин*

Редактор издательства *М.А. Яценко*

Художник *С.Б. Генкина*

Художественный редактор *Л.В. Кабатова*

Технический редактор *Н.М. Бурова*

Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31055

Подписано к печати 26.12.85. Т — 17284

Формат 60×90^{1/16}

Бумага для глубокой печати

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 8,5. Усл. кр.-отт. 8,7

Уч.-изд. л. 10,4. Тираж 600 экз.

Тип. зак. 967. Цена 1р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений. 1986. 12 л. 1р. 80к.

В книге рассказано о критериях диагностики нефтематеринских отложений, новых данных по нефте- и газоматеринским толщам отдельных регионов и особенностях генерации жидких углеводородов в различных осадочных бассейнах СССР. Особое внимание уделено горючеланцевым и карбонатным нефтематеринским толщам.

Для геологов, геохимиков, нефтяников.

Фазовое равновесие и миграция углеводородов. 1986. 8 л. 1р. 20к.

Книга посвящена результатам теоретических разработок и экспериментальных исследований, полученных при изучении фазового равновесия и миграции углеводородных систем. Показана роль природных газов в миграции углеводородов. Рассмотрены палинологические и минералогические показатели миграции, а также результаты изучения процессов миграции в ряде районов Западной Сибири и Восточного Предкавказья.

Для специалистов, занимающихся вопросами фазового поведения и миграции углеводородов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ «КНИГА—ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
252030 Киев, ул. Ленина, 42
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская
ул., 7
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12

630090 Новосибирск, Академгородок,
Морской проспект, 22
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка,
137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

1р. 60 к.

4555