

В.И.СЛАВИН

**ТЕКТОНИКА
АФГАНИСТАНА**

В. И. СЛАВИН

ТЕКТОНИКА
АФГАНИСТАНА

1873



МОСКВА «НЕДРА» 1976



Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., «Недра», 1976, 205 с.

В книге приводится схема тектонического районирования территории Афганистана; описываются структурно-формационные комплексы выделенных складчатых областей. Восстанавливается история тектонического развития страны. Определяется место изученной территории в общей структуре Альпийского геосинклинального пояса.

Книга рассчитана на геологов, изучающих тектонику и региональную геологию стран Азии.

Табл. 3, ил. 35, список лит. — 138 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Афганистана занимает обширную площадь (647,5 тыс. км²) на стыке Атлантической и Тихоокеанской провинций Альпийской складчатой области. Изучение тектоники Афганистана весьма важно для познания Альпийского складчатого пояса в целом, а также эпигерцинских платформ и областей неотектонической активизации.

Это — страна крупнейших молодых горных поднятий и глубоких неотектонических прогибов. В центре страны проходит один из величайших в мире горных хребтов — Гиндукуш (с высотами, достигающими в пределах Афганистана 6500 м). Последний с западным продолжением — Паропамизским хребтом, делит страну на две не совсем равные части: северную, занятую высокими хребтами Бадахшана, Банди-Туркестана и Приамударьинской низменностью, и южную, на которой располагаются хребты Нуристана, Хазараджата, отроги Сулеймановых гор и огромное пустынное Сейстанское плато на юго-западе страны (рис. 1).

Горные массивы и пустынные плато Афганистана до последнего времени были труднодоступны, что несомненно отразилось на результатах геологического изучения. Так, до середины XX в. большая часть территории Афганистана изображалась на геологических картах Евразии в виде белого пятна. Некоторые геологические сведения, основанные еще на маршрутных исследованиях К. Грисбаха [Griesbach, 1885] и Г. Гайдена [Hauden, 1911], имелись только для территорий, примыкающих к большим городам: Кабулу, Кандагару, Герату и Мазари-Шарифу.

Положение резко изменилось после 1955 г., когда начались планомерные геологические съемки и поисковые работы советских и афганских геологов, а также итальянских, французских и других геологических миссий. Только после этих работ возникла возможность широких тектонических обобщений.

Настоящую работу следует рассматривать как первую попытку создания региональной тектоники Афганистана, не претендующую на широкие обобщения. В ней приведены тектоническое районирование и история формирования структур в отдельных тектонических зонах. При описании конкретных регионов нами использованы материалы предыдущих исследователей, в первую очередь вышеперечисленных экспедиций, и наши данные, полученные в результате полевых исследований 1967—1972 гг. (рис. 2).

Большую помощь в проведении полевых работ оказали нам руководители Департамента геологии и горных дел Афганистана С. Х. Мирзод, Д. Абдула, А. С. Салах и руководители группы советских геологов А. Я. Котов, В. М. Чмырев.

Материалы предыдущих исследователей и наши данные позволили нам составить тектоническую карту Афганистана. В основу районирования и выделения геотектонических областей

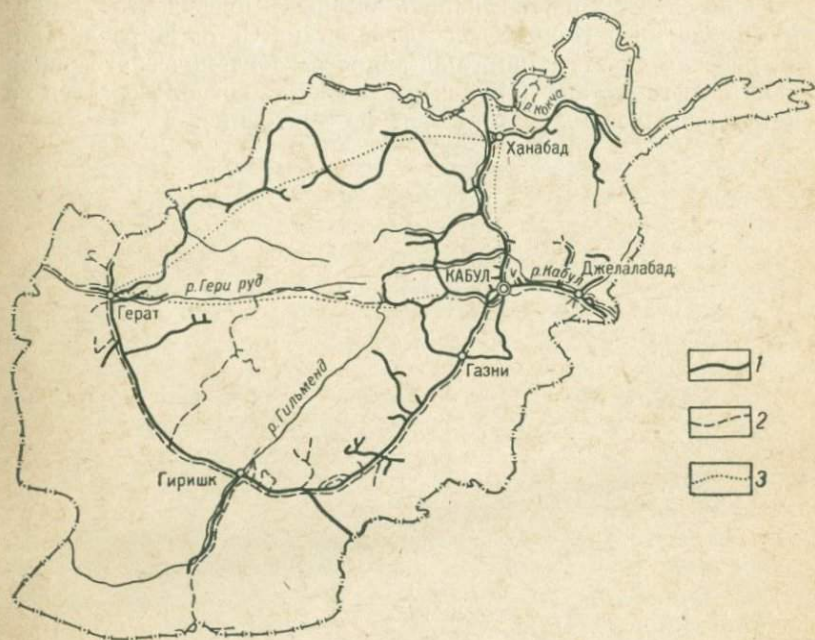


Рис. 2. Обзорная карта маршрутов автора.

1 — маршруты 1967—1969 гг.; 2 — маршруты 1970—1972 гг.; 3 — авиамаршруты 1970—1972 гг.

нами положена история тектонических движений. В соответствии с этим на ней (см. приложение) выделяются области добайкальской, байкальской, герцинской, киммерийской, ранне- и позднеальпийской складчатости и области неотектонических прогибов. На основе того же возрастного принципа в пределах тектонических областей выделяются более мелкие структурные единицы: геосинклинальные прогибы, геоантиклинальные поднятия, геосинклинальные системы, краевые прогибы, межгорные впадины и т. п. В отдельных случаях выделены горст-антиклинории, крупные грабены, блоковые выступы платформы (например, Шеберганский выступ Туранской плиты). При выделении всех единиц как первого, так и второго порядка принималось во внимание время основного оформления их структуры (главная фаза складчатости).

Автор благодарен за советы и помощь при сборе и оформлении материала преподавателям Кабульского политехнического ин-та — А. С. Дагису, О. В. Кононову, Т. О. Федорову, Н. М. Ферузу, а также советским геологам, работавшим в Афганистане, — В. П. Ажипе, В. И. Браташу, А. Н. Демину, В. И. Дронову, С. С. Карапетову, В. П. Колчанову, В. В. Кулакову, К. Я. Михайлову, И. И. Сонину и др.

Особо следует поблагодарить бывшего президента Департамента геологии и горных дел Афганистана С. Х. Мирзода, который, работая вместе с нами над вопросом тектонического районирования Афганистана (1969 г.), разрешил воспользоваться его ценным фактическим материалом по тектонике.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В истории тектонического изучения Афганистана можно выделить два периода: первый (XIX в. и первая половина XX в.), основанный на маршрутных геологических исследованиях, и второй (начиная с 1955 г.), связанный с площадными мелко- и среднемасштабными геологическими съемками и специальными тектоническими работами. Из наиболее ранних работ географического направления, проводившихся еще в XVI в. Бабуром, А. Бернсом и другими, известно о значительной сейсмичности восточной части страны, о характере и возрасте ее рельефа. Английские исследователи конца XIX и начала XX в. К. Грисбах и Г. Гайден заложили основы структурного анализа Афганистана: первый из них по пути следования своего маршрута выделил ряд структурных комплексов с разной степенью метаморфизма и описал ряд частных структурных форм в Северном и Западном Афганистане (Griesbach, 1885, 1887); второй (Hayden, 1911) подробно описывает складки по дороге Кабул — Доаб и приходит к выводу о проявлении на территории Афганистана четырех складчатостей: каменноугольной (предхингильской), предъюрской, предпозднемеловой и посленеогеновой, выделяя таким образом герцинские, киммерийские, раннеальпийские и неотектонические движения. Р. Фюрон (Furon, 1925, 1936, 1951, и др.), работавший в Центральном Афганистане с 1923 г. по 1954 г., описал тектонические формы в Западном Гиндукуше и в Кабулистане и показал, что между Бамианом и р. Камард развита характерная изоклиналная складчатость с опрокидыванием складок на юг (рис. 3, а). При этом он впервые отметил, что в долине р. Сурхаб в этой складчатости участвуют все отложения, включая палеоген. Р. Фюрон предполагал в Гиндукуше наличие каледонской и герцинской складчатости, а также эоценовых и неогеновых тектонических движений и привел данные о резко несогласном залегании антраколитовых известняков (верхнепермских в современном определении) на метаморфических сланцах в Кабульской зоне (рис. 3, б). Р. Фюрон обнаружил сходство структур Гиндукуша и Памира. Э. Тринклер (Trinkler, 1928) выявил и описал гигантский разлом вдоль долин рек Герируд, Горбанд, Панджшир, разделивший Афганистан на две части.

Б. А. Петрушевский (1940), подводя итоги изучения геологии Афганистана за первый период, подчеркнул роль герцинских движений, обосновал проявление на этой территории древних

и юных киммерийских движений и отметил своеобразие альпийской складчатости в Северном Афганистане, назвав ее промежуточной.

Предпосылкой для тектонических исследований второго периода явилась организация в 1955 г. в Афганистане Департамента по поискам нефти и газа. К его работам привлекаются геологи из Чехословакии и США, а с 1958 г. принимает участие большой коллектив советских геологов, который в процессе геологической

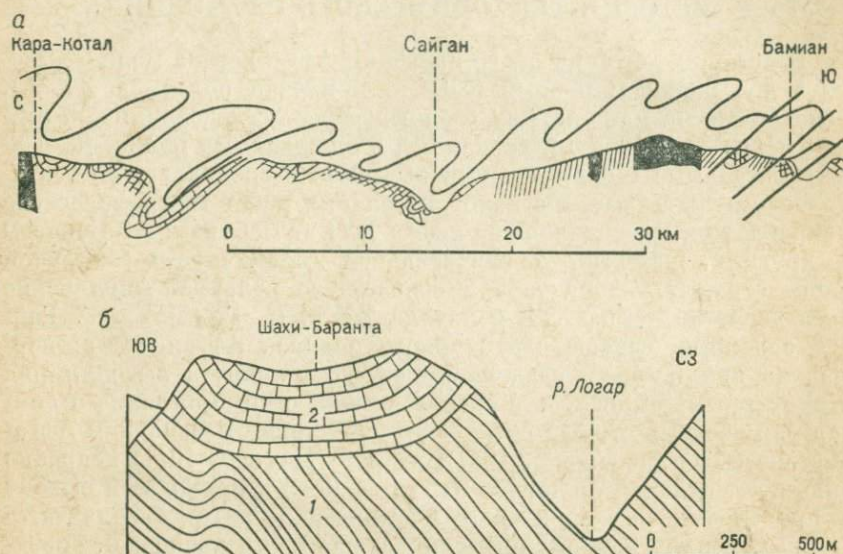


Рис. 3. Разрезы Р. Фюрона через Гиндукуш (а) и через гору Шахи-Баранта в нижней части долины р. Логар (б).

1 — додевонские серии; 2 — антраколитовые известняки

съемки, геофизических работ и т. п. изучает структуру севера Афганистана. Обобщенные результаты этих работ изложены в книге В. И. Браташа и др. (1970). Авторы выделяют в Северном Афганистане Верхне-Амударьинскую депрессию, как эпиплатформенную орогеническую область контрастных неоген-четвертичных движений. Северо-восточную часть этой области они относят к неотектонической Афгано-Таджикской впадине, подчеркивая, таким образом, единство структуры афганской и советской частей впадины. Северо-западную часть изученной территории они считают частью Туранской эпигердинской плиты. Авторы создают для Северного Афганистана схему тектонического районирования, на которой с особой детальностью выделены все антиклинальные структуры. Разделяя в основном тектонические представления авторов при описании строения северных зон Афганистана, мы в значительной мере используем их материал.

С начала шестидесятых годов в северо-восточной части Афганистана проводит геологосъемочные работы итальянская экспе-

дидия проф. А. Дезио. В работах 1963—1964 гг. А. Дезио и др. (Desio, 1963, 1964) показывают основные черты строения этого почти совсем не исследованного района. Они выделяют основные структурные зоны в Бадахшане, прослеживают крупнейшие разломы, разделяющие эти зоны, увязывают структуры Бадахшана и Памира, Вахана и Каракорума. А. Дезио считает, что причиной напряженной складчатости здесь является движение Индийской платформы в северном направлении, допуская, таким образом, возможность проявления крупных горизонтальных перемещений.

В 1958 г. начинает свои исследования французский геолог, профессор Кабульского университета Г. Меннесье. Он (Mennessier, 1968) дает детальное описание структуры Кабульской провинции и выделяет две системы структур: Афганиды, имеющие широтное простирание, и Газневиды, имеющие северо-восточное простирание. Южнее р. Кабул и восточнее р. Логар автор описывает пологий Кабульский покров, двигавшийся с севера на юг, а также отмечает надвижение Кабульской зоны в целом на восток.

Несколько позднее под руководством Г. Меннесье создается французская геологическая миссия, работающая и в настоящее время.

Одним из видных ее участников является А. Лаппаран. В 1968 г. он привел схему геологического районирования всего Афганистана, а в 1972 г. (A. Lapparent, 1972) развил и обосновал ранее предложенный вариант схемы районирования. В качестве наиболее крупных регионов автор выделяет Гиндукуш — Северный Афганистан, Центральный и Юго-Восточный Афганистан и Сейстан. В основу выделения этих регионов им положен тектонический принцип, а потому эта схема может рассматриваться и как схема тектонического районирования.

Много ценных наблюдений и обобщений сделали французские исследователи по региону Центрального Афганистана: так Ж. Ланг (J. Lang, 1972), охарактеризовал неогеновые отложения в районе Бамиана, расчленение которых способствовало выделению рифтовой структуры в осевой зоне Гиндукуша; Ж. Блез (J. Blaise, 1968, 1972) описал очень сложную структуру зоны Майдан и Вардак; Ж. Булин (J. Boulin, 1972) дал тектонический профиль через Гиндукуш в районе Саланга и показал большое значение пологих надвигов в южном направлении.

С 1959 г. в Афганистане начинают работать геологи из ФРГ. В процессе геологической съемки в м-бе 1 : 500 000 южной части Афганистана, к югу от Паропамиза они выявили и описали структуру этой территории, произвели тектоническое районирование, наметили общие структурно-тектонические закономерности. Д. Вейперт и др. (D. Weippert, 1970) приводят структурную карту м-ба 1 : 500 000. Данные О. Ганса (O. Ganss, 1964, 1970) по строению Катавазской зоны мы приведем ниже при описании позднеальпийской складчатой области.

В 1963 г. группа советских и афганских геологов начала

проводить геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 по северному склону Гиндукуша и Паропамиза. В результате этих работ В. П. Колчанов (Мирзод и др., 1968) составил тектоническую карту. Детальный анализ складчато-формационных комплексов позволил ему выявить и обосновать зону варисцид (Гиндукушская зона), зону триасово-юрского складчатого комплекса (эту зону мы выделяем под именем Банди-Туркестанского прогиба киммерид), зону развития мезо-кайнозойского платформенного чехла (Предгиндукушская зона) и зону кайнозойского орогенеза. В. В. Кулаков (1970) в пограничных с Ираном районах выделил ветви Урало-Оманского линеамента — структуру принципиального значения, разделяющую Восточно-Иранскую эвгеосинклиналь и Южно-Афганский срединный массив (последний, как показали более поздние исследования, занимает совсем иную площадь, чем думал В. В. Кулаков). Новые важные данные по тектонике Бадахшана были получены Г. Семеновым и другими в процессе геологической съемки. Они так же, как и А. Дезио, относят Северный Бадахшан к герцинскому сооружению, тесно связанному с Северным Памиром. В Центральном Бадахшане авторы выделяют область киммерид, продолжающуюся в Центральный Памир. О неотектонических движениях Бадахшана интересные сведения сообщаются А. А. Никоновым (1970, 1973) и др.

В 1969 г. начинаются геологосъемочные работы (С. С. Карапетов, Ю. М. Довгаль, А. Н. Демин, М. А. Чальян и др.) на южном склоне Паропамиза (Гильмендская и Фарахрудская зоны). Мнения авторов о тектоническом строении этих зон расходятся. Ю. М. Довгаль, М. А. Чальян выделяют здесь крупный срединный массив с весьма простой складчатостью, тогда как А. Н. Демин (1973) рассматривает эту территорию как область раннемеловой складчатости.

С 1963 г. группа преподавателей Кабульского политехнического института, а позднее и аспиранты под руководством автора, начинают изучать тектонику, неотектонику и сейсмотектонику Афганистана. Совместно с А. П. Соловьевой и Ю. Я. Соловьевым автором (1970) были составлены схемы сейсмического районирования и сейсмотектоники, а вместе с А. Н. Деминым впервые для Афганистана предложена схема новейшей тектоники (1972).

В 1969 г. автор совместно с С. Х. Мирзодом закончил работу по составлению карты тектоники Афганистана в м-бе 1 : 1 000 000 (Славин, Мирзод, 1969), которая демонстрировалась на Международном геологическом конгрессе в Праге.

Производились также обстоятельные исследования отдельных тектонических зон. Так, Н. М. Феруз (1973, 1974) описал структуру и историю развития Кабульской зоны, А. Н. Демин (1973) — Гильмендской зоны, В. И. Славин (1973) — структуру Фарахрудской зоны. Результаты этих исследований были частично опубликованы в научном журнале Кабульского политехнического института (1973). Детальный разбор всех этих работ будет

дан ниже при описании соответствующих тектонических зон.

В последние годы (1971—1973) группа советских и афганских геологов Департамента геологии и горных дел в процессе геологической съемки масштаба 1 : 500 000 изучала тектонику Паропамизского хребта (В. И. Дронов), Западного Гиндукуша (А. Х. Кафарский) и Восточного Афганистана (Ш. Ш. Деникаев). В результате этих работ В. И. Дронов устанавливает на южном склоне хр. Сафедкох зону киммерид, прослеживающуюся, по его мнению, с перерывами до Центрального Памира. Эти исследователи определили огромное значение Герирудского разлома, выявили покровные структуры с тектоническими останцами вблизи этого разлома и др. (Сборщиков и др., 1974).

В 60-х годах стали появляться обобщающие тектонические работы советских исследователей по южным территориям СССР, охватившие и Афганистан. Так, М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961) предложили схему тектонического районирования Афганистана, выделили мезозойские и кайнозойские геосинклинальные прогибы, срединные массивы и ядра антиклинориев, а также глубинный региональный разлом между Северным и Южным Афганистаном. В книге «Тектоника Евразии» (1966) эти же авторы четко определили тектоническое положение Афганистана и увязали его структуры со структурами смежных регионов.

Ю. Г. Леонов (1967, 1970) и Л. Б. Вонгаз (1969) описали общие закономерности тектонической истории Северного Афганистана и показали тесную связь кайнозойских Северо-Афганской и Таджикской впадин.

Ю. С. Перфильев (1973) в сводной работе «Геология и рудные месторождения Среднего Востока» дает достаточно подробную характеристику структурных особенностей Афганистана.

В. Е. Хаин и др. (1973) в работе, связанной с тектоническим районированием Ближнего и Среднего Востока, приводят новую схему тектоники. Они отмечают на территории Афганистана четыре структурных комплекса: догерцинский, герцинский, киммерийский и альпийский, причем в двух последних выделяют складчатые геосинклинальные и орогенные подкомплексы.

В 1972 г., завершая геологическую съемку м-ба 1 : 500 000, советские и афганские исследователи смогли приступить к обобщениям, в том числе и тектоническим. В 1972 г. была составлена новая тектоническая карта Афганистана в м-бе 1 : 1 000 000, опубликованная в 1973 г. вместе с краткой объяснительной запиской (Sborshchikov и др., 1973).

Таким образом, во второй период за двадцать неполных лет изучение тектоники Афганистана сильно продвинулось вперед. Геологами различных стран совместно с афганскими исследователями выявлены основные черты строения этой страны, произведено тектоническое районирование, описаны главнейшие структурные формы, выявлены общие закономерности развития структуры Афганистана.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Преобразование и формирование тектонических структур в южной и северной частях страны происходило в различные эпохи складчатости (рис. 4).

В Северном Афганистане заложились палеозойские и триасовые геосинклинальные прогибы, и эта территория явилась ареной проявления герцинских и раннекиммерийских складчатых движений. Позднее она превратилась в эпигерцинскую и эпикиммерийскую платформы, причем северная часть территории, захваченная новейшими движениями, может рассматриваться как область неотектонической активизации.

Восточная часть Афганистана является самой древней тектонической структурой — добайкальским срединным массивом, подвергшимся значительной тектонической регенерации в эпоху раннекиммерийского, а затем альпийского орогенеза.

Южный Афганистан, к югу от Гиндукуша — Паропамиза, входит в состав Средиземноморского геосинклинального пояса. Центральная и западная части этой территории сформировались в раннем мелу в процессе раннеальпийской складчатости. Внутри раннеальпийской области выделяются остатки байкальского срединного массива. Юго-восточная часть, к востоку от рек Тарнак и Гардез, представляет собой палеогеновый геосинклинальный прогиб, в котором проявились позднеальпийские складчатые движения.

Добайкальская складчатая область охватывает южный отрог хр. Лаль, центральную часть хр. Гиндукуш, его южные отроги в пределах Нуристана и хр. Кашмунд. Она представлена *Нуристанским * срединным массивом [24]***, являющимся древнейшей структурой Афганистана.

Одни исследователи, так же как и мы, считают эту структуру срединным массивом с допалеозойским фундаментом, другие — областью киммерийской складчатости с палеозойско-мезозойским фундаментом. Ни находки спорово-пыльцевого комплекса в мета-

* В связи с тем, что этот массив заходит на территорию Юго-Западного Памира, нами в 1969 г. (Славин, Мирзод, 1969) он был назван Памиро-Нуристанским. В данной книге афганская его часть описана под названием Нуристанского срединного массива.

** Цифры в квадратных скобках соответствуют номерам структур на рис. 4.

морфических породах, ни определения абсолютного возраста до сих пор не смогли примирить эти споры.

Юго-восточная граница Нуристанского срединного массива проходит по р. Кунар, южная по р. Кабул, юго-западная по р. Панджшир, северо-западная по верховьям р. Панджшир, а затем через верховья р. Кокчи следует в район сел. Шигнан.

Почти все границы Нуристанского массива следуют вдоль глубинных разломов. Северо-западная граница совпадает с зоной надвига и поэтому без геофизических работ невозможно установить как далеко фундамент массива заходит на запад под надвиг.

Фундамент массива сложен мощной метаморфической, гранитизированной толщей протерозоя (архей?), поверх которой с большим стратиграфическим и угловым несогласием лежат пермские и триасовые отложения. На большей части массива породы фундамента выходят на поверхность.

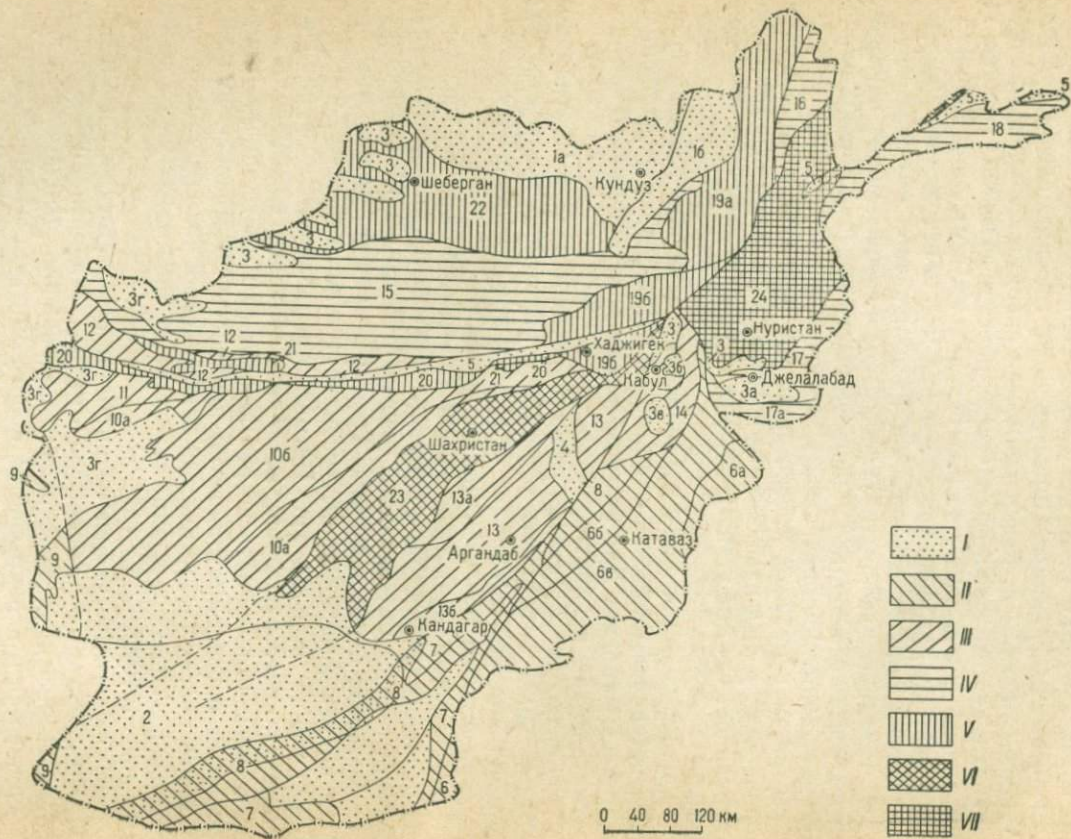
В раннем мезозое массив испытал сильную тектоническую переработку и был разбит на блоки, часть из которых интенсивно опускалась. С этим этапом связана активная магматическая деятельность.

Альпийские орогенические движения охватили главным образом южную часть массива и привели к формированию наложенных неогеновых впадин. Для этого времени характерна новая тектономагматическая активизация.

Байкальская складчатая область расположена в Центральном Афганистане, в верхнем течении р. Гильменд, среди структур раннеальпийской складчатой области и представлена *Шахристанским срединным массивом* [23].

Этот массив представляет собой вытянутый в юго-западном направлении узкий блок древнего докембрийского фундамента, перекрытого в юго-западной части относительно маломощными отложениями перми и триаса. Границы массива, особенно северо-восточная и юго-западная, условны. Вполне вероятно, что метаморфические породы хр. Пагман принадлежат к фундаменту Шахристанского массива, и, таким образом, он продолжается на северо-восток вплоть до р. Панджшир. На юго-западе Шахристанский массив продолжается в область Сейстанской впадины. Там под неоген-четвертичными отложениями его границы очерчиваются зонами нарушений, выявленных при магнитных съемках (Bosum, 1970).

Фундамент массива сложен кристаллическими сланцами и гнейсами нижнего и среднего рифея и мощной зеленосланцевой толщей верхнего рифея. В юго-западном направлении фундамент массива погружается и перекрывается полого смятыми маломощными терригенными породами верхнего девона и карбонатными породами перми и триаса. Признаки, характерные для срединных массивов, в этой структуре отмечались немецкими исследователями (Ganss, 1964) и рядом советских (В. В. Кулаков, С. С. Карапетов, Ю. М. Довгаль, А. Я. Кочетков, М. А. Чальян и др.). Но все



Бадахшанская зона [19а] характеризуется меридиональным и юго-западным простиранием складок и разрывов, а также своеобразным развитием геосинклинального палеозойского комплекса.

Хаджигекская зона [19б], наиболее выдвинутая к югу структура в системе герцинид, имеет субширотное простирание всех структур. В ней наиболее полно развит палеозойский геосинклинальный комплекс. Южная граница зоны — надвиговая, на юго-западе зона ограничена поперечным Унайским левым сдвигом.

Банди-Баянская зона [20], расположенная западнее Хаджигекской, представляет собой очень сложную узкую структуру шовного типа. В южной ее части обнажаются допалеозойские породы фундамента, в северной — образования герцинского геосинклинального комплекса и отложения раннеальпийского краевого прогиба.

Сафедкохский краевой прогиб [21] занимает северо-западную часть фундамента Банди-Баянской зоны и выполнен пермской молассой. Отложения прогиба сильно размыты, перекрыты надвигами смежных структур и поэтому восстановить его границы невозможно.

К северо-западу от Бадахшанской складчатой системы располагается южная часть Туранской плиты. К герцинской структуре в пределах Афганистана относится только ее краевой выступ, названный нами *Шеберганским* [22] по имени центра газо-нефтяной промышленности — сел. Шеберган. В восточной части выступа обнажаются смятые отложения геосинклинального палеозойского комплекса. Остальная часть сложена мезо-кайнозойскими породами, образующими весьма пологие складки субширотного простирания.

Киммерийская складчатая область располагается в северной части Афганистана. Она образует вытянутый в широтном направлении пояс, в западной части которого лежит Банди-Туркестанский триасово-юрский геосинклинальный прогиб. В восточной части пояс киммерийских прогибов разделяется на две ветви, окружающие Нуристанский срединный массив. В южной ветви располагается Джелалабадский парагеосинклинальный прогиб и геосинклиналь Ваханского коридора, а в северной — Сафедхирский геосинклинальный прогиб. Киммерийские геосинклинали со всех сторон ограничены крупными разломами.

Банди-Туркестанский геосинклинальный прогиб [15] дугообразно изогнут, имея широтное простирание на западе и северо-восточное — на востоке. На западе Банди-Туркестанский прогиб занимает бассейн р. Мургаб и хр. Банди-Туркестан (именем которого он и назван), на востоке — северные склоны Гиндукуша.

Банди-Туркестанский прогиб расположен на различных структурах фундамента герцинид и является, таким образом, наложенным. Он выполнен песчано-сланцевыми, аспидно-флишевыми и вулканогенными отложениями триаса и лейаса, смятыми в уме-

ренно пологие складки. Орогенный структурный этаж представлен угленосными красноцветными, эвапоритовыми формациями средней юры — раннего мела. Платформенный чехол представлен карбонатно-терригенными породами позднего мела — палеогена.

Контуры прогиба определяются по развитию триасовых геосинклинальных формаций. На севере они коррелируются разломом и различным простиранием молодых структур. Юго-восточная граница прогиба неизвестна, так как скрыта под надвигом Бадахшанской складчатой системы. На северо-востоке структура прогиба уходит на север, в фундамент Кулябского неогенового прогиба.

Вероятно, что Банди-Туркестанская геосинклиналь ранее продолжалась в северо-восточном направлении, соединяясь с Сафедхирской геосинклиналью. Позднее резко поднявшийся Бадахшанский блок их разобщил.

Сафедхирский геосинклинальный прогиб [16] является частью обширной Центрально-Памирской киммерийской геосинклинали. Геосинклиналь эта, располагаясь в Центральном Бадахшане на восточных склонах хребтов Сафедхирс и Ходжа-Мухаммед, зажата между Бадахшанским блоком и Нуристанским срединным массивом. Этот прогиб характеризуется полным разрезом палеозоя в карбонатно-терригенных парагеосинклинальных фациях, мощными флишевыми отложениями верхнего триаса — лейаса и орогенными молассоидами верхнего мезозоя. Все отложения интенсивно смяты, разорваны дизъюнктивными нарушениями. Простирание структур субмеридиональное.

Джелалабадский парагеосинклинальный прогиб [17] входит в южную ветвь киммерид, прослеживающуюся вдоль южного и восточного края Нуристанского массива и уходящую затем на северо-восток в район Ваханского коридора. Строение этой геосинклинали несколько отличается от северных киммерид. Разрез палеозойских отложений представлен здесь терригенными фациями и характеризуется большой мощностью. Триасовые отложения представлены карбонатными фациями большой мощности, характерными для южных геосинклинальных систем Средиземноморского пояса. Завершение геосинклинального режима и складчатость в Джелалабадском прогибе произошли, по-видимому, в лейасе. Джелалабадская парагеосинклиналь в пределах Афганистана дугообразно изогнута, на юге она имеет широтное простирание, на севере субмеридиональное. Южный отрезок геосинклинали в неоген-четвертичное время испытал активное поднятие и в современной структуре представлен Спингарским горстом [17а], сложенным кристаллическими породами рифея.

Геосинклиналь Ваханского коридора [18] расположена на крайнем северо-востоке Афганистана в узкой полосе, отделяющей советскую часть Памира от Пакистана и Индии. Геологическое строение этой структуры изучено очень слабо.

Раннеальпийская складчатая область располагается в Южном Афганистане, на юго-западных отрогах хребтов Баба, Банди-Баян, Касамург. Структуры этой области вытянуты в северо-восточном направлении, более близком к меридиональному на востоке и к широтному на западе.

В раннеальпийской складчатой области выделяются Фарахрудский геосинклинальный прогиб, Аргандабское, Кабульское и Деешахское геоантиклинальные поднятия и Герирудский краевой прогиб. Первые две структуры отделены друг от друга Шахристанским массивом, а Кабульское и Аргандабское поднятия разделены крупным сдвиговым нарушением.

Фарахрудский геосинклинальный прогиб [10] располагается в западной части Центрального Афганистана между реками Герируд и Гильменд. В плане прогиб представляет собой треугольник, расширяющийся к юго-западу. Длина прогиба 700 км при ширине в средней части 200 км. В центральной части прогиба протекает р. Фарахруд, по имени которой он и был нами (1969 г.) назван. Все хребты в пределах прогиба веерообразно расходятся, постепенно понижаясь, в юго-западном направлении.

Эта огромная структура выполнена геосинклинальными терригенными и вулканогенными формациями верхнего палеозоя, триаса, юры и нижнего мела. На западе геосинклинальные формации прогиба уходят под неоген Сейстанской неотектонической впадины, свидетельствуя о продолжении здесь прогиба вплоть до западной границы Афганистана. Вдоль северной границы различные части прогиба скрываются под зоной Банди-Баянского надвига, причем зона надвига переходит на все более и более удаленные от края части прогиба. Общее простирание структур прогиба северо-восточное. Юго-восточная граница прогиба с Шахристанским массивом также тектоническая, типа глубинного разлома.

Фарахрудский геосинклинальный прогиб в структурном отношении делится на миогеосинклинальный прогиб [10б], занимающий центральную часть, и эвгеосинклинальные трого [10а], расположенные в юго-западной и северо-восточной частях этой структуры.

Герирудский краевой прогиб [12] прослеживается вдоль северного края Фарахрудского прогиба и Деешахского поднятия и выполнен толщей терригенных морских и континентальных моласоидных отложений, а также орогенной вулканической формацией раннего и среднего палеогена. Прогиб располагается на эпигерцинском и эпикиммерийском фундаменте и в современной структуре от Фарахрудского орогена отделен молодым Банди-Баянским горстом и Бамианским рифтом. Эта территорияальная разобщенность орогенного поднятия и его прогиба затрудняла правильное определение природы Герирудского краевого прогиба.

Деешахское геоантиклинальное поднятие [11] ограничивает северо-западную часть Фарахрудского прогиба. Здесь на поверх-

ность выходит комплекс терригенно-вулканогенных пород средней — верхней юры мощностью 3000 м. Общее простирание структуры юго-западное, большую роль играют продольные и субширотные разрывные нарушения.

Аргандабское геоантиклинальное поднятие [13] располагается в бассейне р. Аргандаб и в верхнем течении р. Логар. Тектоническая природа, а в связи с этим и размер поднятия, трактуются по-разному. Одни исследователи (Кулаков, 1970; Довгаль и др.), объединяя его с Шахристанским массивом, именовали Гильмендским срединным массивом, другие (Славин, Мирзод, 1969; Демин, 1973), также объединяя поднятие с Шахристанским массивом, относили его к раннеальпийской Гильмендской складчатой системе, третьи (Sborshchikov и др., 1973) выделяли в последней четыре зоны, причем их Тиринская и Аргандабская вместе соответствуют Аргандабскому поднятию в нашем понимании. Сложность районирования состоит в том, что палеозойский комплекс в юго-западной части поднятия представлен относительно мало мощными карбонатными формациями, а в северо-восточной — мощными терригенно-карбонатными отложениями. Аргандабское геоантиклинальное поднятие характеризует исключительно сильный магматизм мелового возраста.

Аргандабское поднятие на широте г. Кандагар скрывается под отложениями неогена Сейстанской наложенной впадины, но, несомненно, его структура прослеживается до западных границ Афганистана.

В структуре Аргандабского поднятия выделяются Тиринский синклиорий [13а], расположенный на северо-западе, и Кандагарский прогиб [13б] — на юго-востоке. В них развит геосинклинальный нижнемеловой комплекс.

Кабульское геоантиклинальное поднятие [14] располагается к северо-востоку от Аргандабского и вытянуто в субмеридиональном направлении. Его современное положение и очертания обусловлены молодыми тектоническими движениями.

Позднеальпийская складчатая область ограничивает структуры раннеальпийской складчатости с юго-востока и запада и включает в себя две разобщенных территории. На юго-восточной территории располагаются Катавазский геосинклинальный прогиб, Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий и Торособобско-Газнийский краевой прогиб, а на западе Харутрудский тыловой антиклинорий, занимающий узкую полосу вдоль иранской границы.

Катавазский геосинклинальный прогиб [6] выделен О. Гансом (Ganss, 1964), работавшим в составе геологической миссии ФРГ, и назван по имени провинции Катаваз. На нашей прежней схеме (Славин, 1969) эта структура именовалась Сулеймановой зоной, что неудачно, так как Сулейманов хребет располагается за пределами Афганистана. Катавазский прогиб в современной структуре разделяется на Саравозский синклиорий, Лара-Гардезскую впадину и Хостинский горст-антиклинорий.

Саравозский синклиниорий [6в] занимает центральную часть прогиба и сложен флишевыми и флишеидными отложениями палеогена, смятыми в прямые линейные складки северо-восточного простирания.

Лара-Гардезская впадина [6б] расположена на северо-западе прогиба, выполнена отложениями неогена и четвертичными.

Хостинский горст-антиклинорий [6а] располагается на северо-востоке прогиба, сложен терригенно-карбонатными осадочными и вулканогенными породами верхнего палеозоя и мезозоя и отделен от Саравозской структуры разломом.

Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий [7] и *Торосбобско-Газнийский краевой прогиб* [8] расположены к северо-западу от Катавазского прогиба и отделены от него Чаманским сдвигом. Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий вытянут в юго-западном направлении на расстояние более 700 км и на значительной площади сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего мела. Вдоль разломов, ограничивающих горст-антиклинорий, встречаются магматические тела кислого и ультраосновного состава. Частично на поверхности горст-антиклинория, а в западной части по его северной границе располагается Торосбобско-Газнийский краевой прогиб, выполненный толщей молассовых олигоцен-неогеновых отложений.

Харутрудский тыловой антиклинорий [9], как позднеальпийская структура, выделяется нами условно. Изучена она слабо; по формационному набору близка к Фарахрудскому прогибу. Основанием для отнесения этого антиклинория к поздним альпидам послужили только структурные признаки. Простирания структур здесь меридиональные в отличие от юго-западных в Фарахрудском прогибе. Меридиональные структуры с аналогичными породами в Иране относятся к Восточно-Иранской геосинклинали позднеальпийского возраста. Аэромагнитная съемка выявила в данной зоне значительное количество крупных гранитоидных батолитов, что также сближает ее с Восточно-Иранской геосинклиналью.

Область неотектонических прогибов. Неотектонические прогибы в Афганистане развиты широко и располагаются в пределах почти всех ранее описанных тектонических структур, но наибольшее пространство занимают на севере, где образуют *Приамударьинскую область опусканий* [1], которая состоит из Кундузской складчатой системы [1а], Кулябского предгорного прогиба [1б] и отдельных прогибов в зоне Шеберганского выступа [3]. Неогеновые впадины также ложатся на структуру Фарахрудского прогиба.

На юго-западе страны располагается неогеново-четвертичная *Сейстанская впадина* [2]. Ее отложения частично перекрывают Фарахрудский прогиб, Шахристанский срединный массив, Аргандабское поднятие и Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий.

На западе Афганистана, вблизи границы с Ираном, расположены Западно-Афганские [3г] межгорные впадины, лежащие на

раннеальпийских и герцинских структурах. Впадины меньших размеров: Джелалабадская [3а], Кабульская [3б], Логарская [3в], а также на юге Нуристанского срединного массива, — разобщены друг от друга. Выполняющие их неогеновые и древнечетвертичные отложения иногда сильно размыты, и поэтому на тектонической карте (см. приложение) и на схеме тектонического районирования (см. рис. 4) показаны приблизительные контуры впадин.

Дашти-Наварский грабен [4] расположен в пределах Аргандабского поднятия, вытянут в субмеридиональном направлении на 120 км и сечет все структуры поднятия почти под прямым углом. Ширина грабена от 20 до 35 км.

Бамианская рифтовая зона [5] — весьма своеобразный узкий прогиб, прослеживающийся вдоль структур центральной части Афганистана на сотни километров и представляющий собой небольшую континентальную рифтовую систему. Прогиб выполнен отложениями красноцветной неогеновой молассы.

При тектоническом районировании Афганистана (см. рис. 4) намечаются некоторые общие закономерности.

1. Все структурно-тектонические зоны на северо-западе страны независимо от их возраста вытянуты в широтном направлении. Структурные зоны Южного и Северо-Восточного Афганистана ориентированы в юго-западном направлении (исключение составляет только южная широтная часть Джелалабадского прогиба и некоторые неотектонические структуры).

2. Складчатые области (за исключением неотектонической) в Центральном и Западном Афганистане располагаются в порядке омоложения с северо-запада на юго-восток: на севере находится эпигерцинская плита (Шеберганский выступ), затем Банди-Туркестанский киммерийский прогиб, затем раннеальпийские складчатые сооружения (Фарахрудский прогиб, Аргандабское поднятие) и, наконец, на юго-востоке — область поздних альпид — Катавазский прогиб. Древний Шахристанский массив располагается внутри раннеальпийской области, он сильно переработан альпийскими движениями и может рассматриваться как горстообразное поднятие фундамента внутри системы ранних альпид.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРАТИГРАФИИ

В строении Афганистана принимают участие все отложения от протерозойских до современных. Однако единая стратификация всех отложений в Афганистане затруднена существенными различиями разновозрастных отложений и разрезом в каждой тектонической области. Так, например, разрез палеогена позднеальпийской области на юго-востоке страны и на севере в пределах Туранской плиты принципиально различен; то же можно сказать о пермских и триасовых отложениях Северного и Южного Афганистана и т. п. В некоторых случаях стратификация отложений затруднена бедностью органических остатков и слабой изученностью комплексов фауны.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Протерозойские образования особенно широко развиты в восточной части страны, где занимают почти все пространство между 70 и 72 меридианами. Западнее они слагают Шахристанский массив и Банди-Баянскую зону. Значительные выходы их имеются в Аргандабском геoaнтиклинальном поднятии (см. приложение). Все допалеозойские образования сильно метаморфизованы, дислоцированы и в значительной мере, особенно на востоке, насыщены магматическими телами. По характеру метаморфических фаций (степени регионального метаморфизма), угловым и стратиграфическим несогласиям в допалеозойской метаморфической толще достаточно отчетливо выделяется два структурно-формационных комплекса с различной степенью метаморфизма.

Нижний комплекс соответствует альмандин-амфиболовой фации регионального метаморфизма (по Тернеру) и представлен гнейсами, мигматитами, кварц-биотитовыми, мусковитовыми, ставролитовыми и другими кристаллическими сланцами. В верхней его части характерны амфиболиты и мраморы. Мощность пород нижнего комплекса колеблется от 3 до 10 км, что связано с различной глубиной эрозионного среза и с относительной полнотой разрезов.

Весьма важно отметить, что ни в одном разрезе не наблюдается стратиграфических и угловых несогласий внутри комплекса. Если это действительно так, а не результат сильного метаморфизма, то следует считать, что повсеместно в Афганистане все отложения нижнего комплекса относятся к единому структурно-формационному ярусу. Возраст отложений этого комплекса

точно не определен, имеются лишь единичные определения абсолютного возраста. Так, возраст горингской свиты, самой нижней в Юго-Восточном Памире, определен в 2,4—2,6 млрд. лет, что соответствует границе архея и протерозоя. Возраст шахдарьинской свиты на Памире, являющейся, по-видимому, аналогом файзабадской свиты Бадахшана, определяется в 1630 млн. лет. Верхний предел образования нижнего метаморфического комплекса (938 ± 5 млн. лет) устанавливается по возрасту биотита из серии Шердарваза в Кабульской зоне к северу от г. Кабул, что соответствует позднему протерозою.

Однако наличие регионального перерыва между нижним и верхним комплексами, проявившегося на всей территории Афганистана, крупная фаза складчатости, завершающая отложения нижнего комплекса, проявление регионального метаморфизма и т. п. свидетельствуют о завершенности определенного этапа развития в нижнем комплексе. Известно, что такие преобразования имели место между средним и поздним протерозоем. С учетом этого возраст нижнего метаморфического комплекса Афганистана по геологическим данным наиболее правильно считать ранне-среднепротерозойским. В то же время, нельзя не учитывать и данных Б. Я. Хоровой и др. (1971) по Юго-Западному Памиру. Так, возраст горингской свиты, по Б. Я. Хоровой, 2700 ± 400 —600 млн. лет, шахдарьинской 2400—2540 млн. лет. Время древнейшего метаморфизма ими определяется в 1100—1640 млн. лет (по флогопиту из месторождения лазурита на Памире). Возможно, что в Нуристанском срединном массиве и в Бадахшане нижние части разреза могут быть отнесены к более древним верхнеархейским отложениям.

Отложения нижнего комплекса, по-видимому, повсеместно представлены геосинклинальными формациями. О геосинклинальных условиях того времени свидетельствуют также наличие магматических пород, значительные мощности и характер предрифейской складчатости.

Верхний метаморфический комплекс представлен более разнообразными породами, чем нижний, его разрезы в различных частях Афганистана не сходны друг с другом. В восточных частях породы более метаморфизованы, представлены кварцитами, биотит-серицитовыми сланцами, амфиболитами, метаконгломератами, порфироидами, туфоидами, игнимбритами. По степени метаморфизма они отвечают нижним субфациям фации зеленых сланцев. К юго-западу от Кабульского поднятия породы верхнего комплекса представлены филлитами, микрокварцитами, пестроцветными алевролитами, песчаниками, иногда с косой слоистостью. Весьма характерны, особенно для верхней части комплекса, вулканические породы, туфы, лавы. Степень метаморфизма этих пород — в пределах верхней субфации зеленых сланцев. Мощности отложений верхнего комплекса резко изменчивы, от 1000—2000 м в восточной части Афганистана до 14 тыс. м в западных частях.

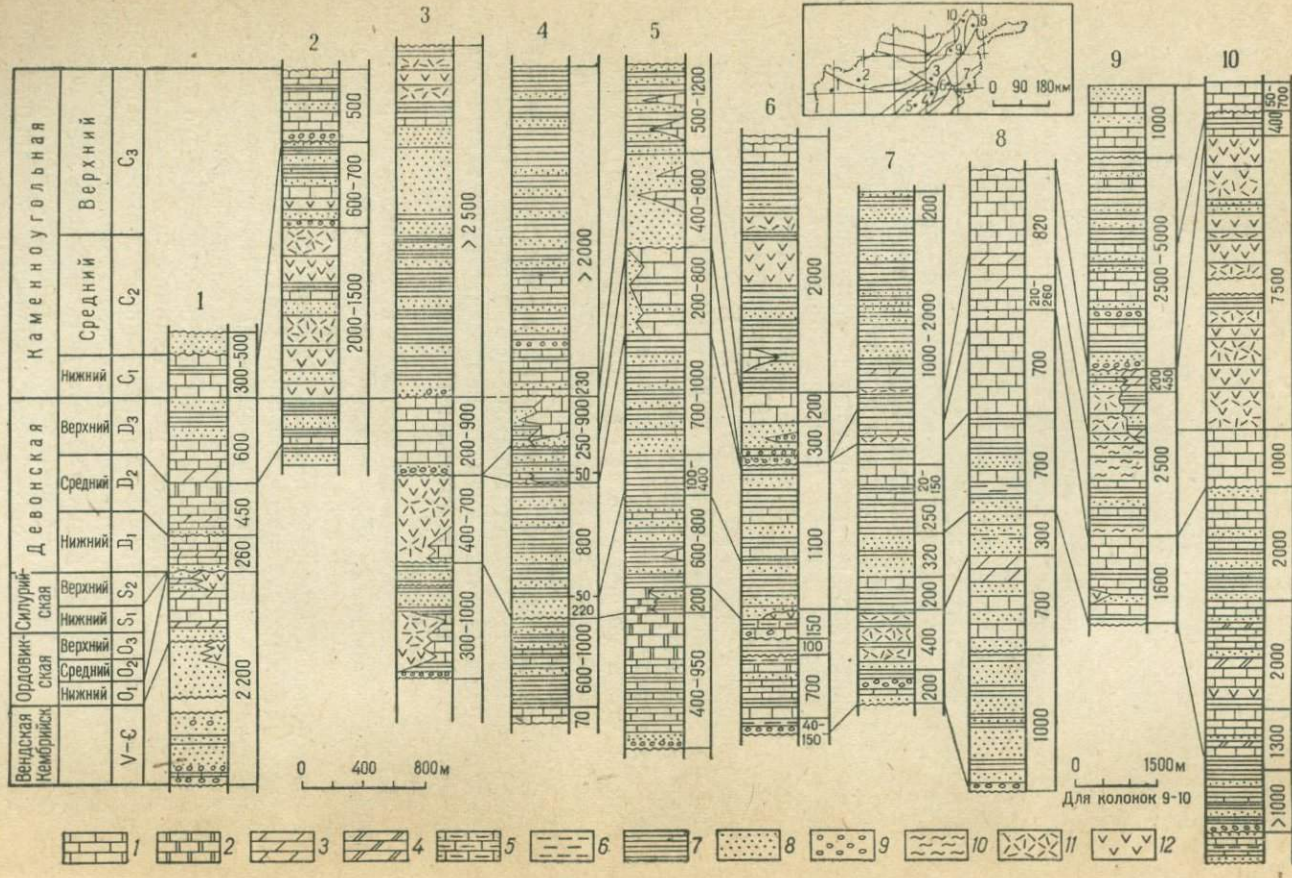


Рис. 5. Схема расположения основных разрезов и корреляции палеозойских (без пермских) отложений Афганистана.

Наименование разрезов: 1 — разрез сел. Котархан (по В. И. Дронову); 2 — район восточнее г. Герата (по Н. П. Михайлову и В. В. Кулакову); 3 — месторождения Хадантег и Туркман (свои разрез по Е. Мартину и В. И. Славину); 4 — Наварский синклинарий (по Г. Деспарне и К. Монгена); 5 — Р. Аргандаб (по А. Н. Демину); 6 — Кабульское поднятие (по В. И. Славину); 7 — Джелалбадский прогиб (по В. И. Славину); 8 — Сафедхирский прогиб (по Г. Г. Семенову); 9 — северный склон Западного Гиндукуша (по В. П. Колчанову и др.); 10 — Северный Бадахшан (по В. М. Морозову и др.).
Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — карбонатные породы; 4 — доломитизированные известняки; 5 — мергели; 6 — аргиллиты; 7 — глинистые сланцы; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — кремнистые породы; 11 — туфы; 12 — лава

Эти отложения наиболее полно развиты и лучше, чем где-либо, изучены в Аргандабском поднятии. Здесь, внутри серии Чаман (Демин, 1974) выделяются (снизу — вверх): 1) филлиты, альбит-мусковит-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов (мощность отложений более 3000 м); 2) серицит-альбит-кварцевые сланцы, кварциты (мощность 2000 м); 3) альбит-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями песчаников (мощность 1800 м); 4) пестроцветные алевролиты, сланцы, песчаники (мощность 3000 м); 5) кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями известняков (мощность 1400 м); 6) туфопесчаники, лавы основного состава, алевролиты, песчаники (мощность 2400 м).

Для всего комплекса весьма характерны вулканогенные формации, встречающиеся почти во всех структурно-фациальных зонах.

Позднепротерозойский (рифейский) возраст верхнего комплекса определяется на основании того, что отложения его располагаются с угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях нижнего комплекса и также несогласно перекрываются (в Аргандабском и Кабульском поднятиях) отложениями венда — кембрия. Рифейские отложения (без венда) представляют собой единый структурно-фациальный комплекс.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения (рис. 5) пользуются довольно широким развитием только в центральной части Афганистана — в области герцинид и киммерид (Бадахшан, западная часть Гиндукуша, Паропамиз) и в области ранних альпид (бассейн рек Аргандаб и Кабул). На Нуристанском и Шахристанском срединных массивах они не отлагались или были весьма маломощны.

Разрезы палеозойских отложений очень разнообразны и их можно разделить на четыре типа. Бадахшанский геосинклинальный — представлен терригенно-вулканогенными отложениями большой (10—20 тыс. м) мощности; Аргандабский парагеосинклинальный — терригенно-карбонатными фациями и умеренными (4—6 тыс. м) мощностями. Оба типа разрезов характеризуются большой полнотой и малым количеством перерывов. Третий тип развит в Шахристанском и Нуристанском срединных массивах и в Банди-Баянской зоне. Для него характерны

карбонатные отложения относительно малой (1—3 тыс. м) мощности и неполный разрез. К четвертому типу относятся своеобразные отложения Сафедхирского краевого прогиба, характеризующиеся карбонатным составом и исключительно полным разрезом — от кембрия (возможно, венда?) до нижнего карбона включительно. К этому типу близки разрезы Деешахского поднятия.

Вендские отложения описываются нами (чисто условно) совместно с кембрийскими. Это обусловлено тем, что во всех разрезах, где удается выделить вендские отложения, они лежат на рифе с отчетливым стратиграфическим и резким угловым несогласием и тесно связаны с нижним палеозоем.

Отложения нижнего палеозоя, ордовика, силура, а также нижнего и среднего девона связаны постепенными переходами.

Верхний девон, чаще всего карбонатный, отделен перерывом от нижележащих толщ. Отложения карбона в первом и втором типах разреза составляют основную и более мощную часть разреза.

Отложения верхнего карбона (а иногда и среднего) обычно бывают тесно связаны с отложениями нижней перми. Палеонтологические находки, наиболее частые только в отложениях силура и девона, не позволяют пока еще повсеместно выделить все ярусы и системы и потому для ряда структур приходится пользоваться местными шкалами (свитами, сериями).

Венд-кембрийские отложения. Нижняя граница комплекса устанавливается с большим трудом, так как фации рифея, венда и нижнего палеозоя близки между собой. Вендские отложения впервые были выявлены и палеонтологически обоснованы в Аргандабском поднятии (Демин и др., 1971), где они составили нижнюю часть экракской (венд-кембрийской) свиты и представлены (см. рис. 5, разрез 5) конгломератами в нижней части, кремнистыми известняками с прослоями алевролитов в средней, известняками и доломитами в верхней части. Мощность вендских отложений колеблется от 400 до 950 м. Встреченная в них флора *Visicularites concretus* Zhur., *Palaeomicrocistus kairusensis* Posp., *Osagia tumnolamelosa* Zhur., *Algotactus kabirsaensis* отвечает юдомскому комплексу Восточной Сибири (венд). Верхняя часть доломитов, по-видимому, относится уже к кембрию, так как в согласно залегающих выше доломитизированных известняках и аргиллитах встречена фауна нижнего ордовика.

В Кабульском поднятии венд-кембрийские отложения мощностью 700 м входят в состав выделенной нами лойхварской свиты (Славин, 1973). Они имеют двучленное строение. Нижняя часть терригенная (от 40 до 150 м), верхняя — карбонатная (водорослевые известняки, доломиты, иногда с пластами силицитолитов, с пачками зеленых филлитов). В верхних частях свиты обнаружены водоросли *Tanploffia* кембрийского облика.

Северо-западнее, в верховьях р. Герируд венд (?)-кембрийские отложения, по данным Р. Вольфарта (Wolfart, 1970), представлены маломощной карбонатной пачкой.

Еще западнее, в районе г. Герата, у сел. Кофтархан в основании палеозойского разреза развита мощная (1500—2000 м) толща розовых, красных тонкослоистых мелкозернистых песчаников и алевролитов, в верхней части с пачкой известняков и доломитов, содержащих фауну трилобитов и брахиопод (данные В. И. Дронова, С. М. Калимулина и др.). Нижняя пестроцветная часть этой толщи по аналогии с разрезами Восточного Ирана соответствует инфра-кембрию, т. е. венду, а верхняя, по фауне брахиопод и трилобитов, кембрию — нижнему ордовика.

В Восточном Афганистане венд-кембрийские отложения палеонтологически не доказаны, хотя их наличие в основании мощной терригенно-карбонатной толщи ниже-среднего палеозоя и не исключается.

Ордовикские и силурийские отложения развиты в основном в тех же районах, что и венд-кембрийские. Наиболее полные разрезы отложений ордовика и силура имеются в Аргандабском поднятии. В его центральной части, по данным А. Н. Демина (см. рис. 5, разрез 5), разрез представлен мощной (более 2000 м) толщей аргиллитов и кварцевых песчаников с прослоями известняков. В нижней части располагаются пачки известняков и песчаников ордовика. Возраст устанавливается по фауне брахиопод и трилобитов нижнего ордовика.

В северо-восточном направлении, в верховьях р. Логар, описанные отложения, сохраняясь в целом, несколько меняются в отдельных частях разреза. Этот разрез вначале изучался К. Фезефельдтом (Fesefeldt, 1964), а затем был описан Р. Деспарме и К. Монтена (Desparmet, Montemat, 1972).

Разрез ордовика в верховьях р. Логар (рис. 6) начинается с кварцитовидных песчаников с *Crusiana furcifera* аренигского яруса. Мощность песчаников 50 м. Песчаники трансгрессивно залегают на кембрийско-тремадокских слоях. Выше них располагается мощная (до 800 м) толща сланцев с прослоями алевролитов и песчаников с фауной граптолитов *Didimograptus murchissoni* В е с к. в нижней части; с трилобитами *Dyacalimene birmanica* R e e d. в средней (средний — поздний ордовик) и с силурийскими табулятами *Mesofavosites cf. dualis* S o k. и др. в верхней части.

Восточнее, в южной части Кабульского поднятия, ордовик-силурийские отложения сходны с вышеописанными (см. рис. 5, разрез 6). Еще южнее, в Джелалабадском прогибе, отложения ордовика и силура слагают среднюю часть мощной вулканогенно-терригенной толщи. Разрез этих пород (см. рис. 5, разрез 7) описан нами у сел. Локапур на р. Кабул. В верхней части разреза в пачке серых криноидных известняков у сел. Баваргунда нами обнаружена фауна: *Michelinoceras michelini* В а г., *M. margus* В а г., *Orthocycloceras* sp. Общая мощность ордовик-силурийских отложений в этом районе около 800 м. На крайнем западе, в районе сел. Кофтархан, отложения ордовика представлены

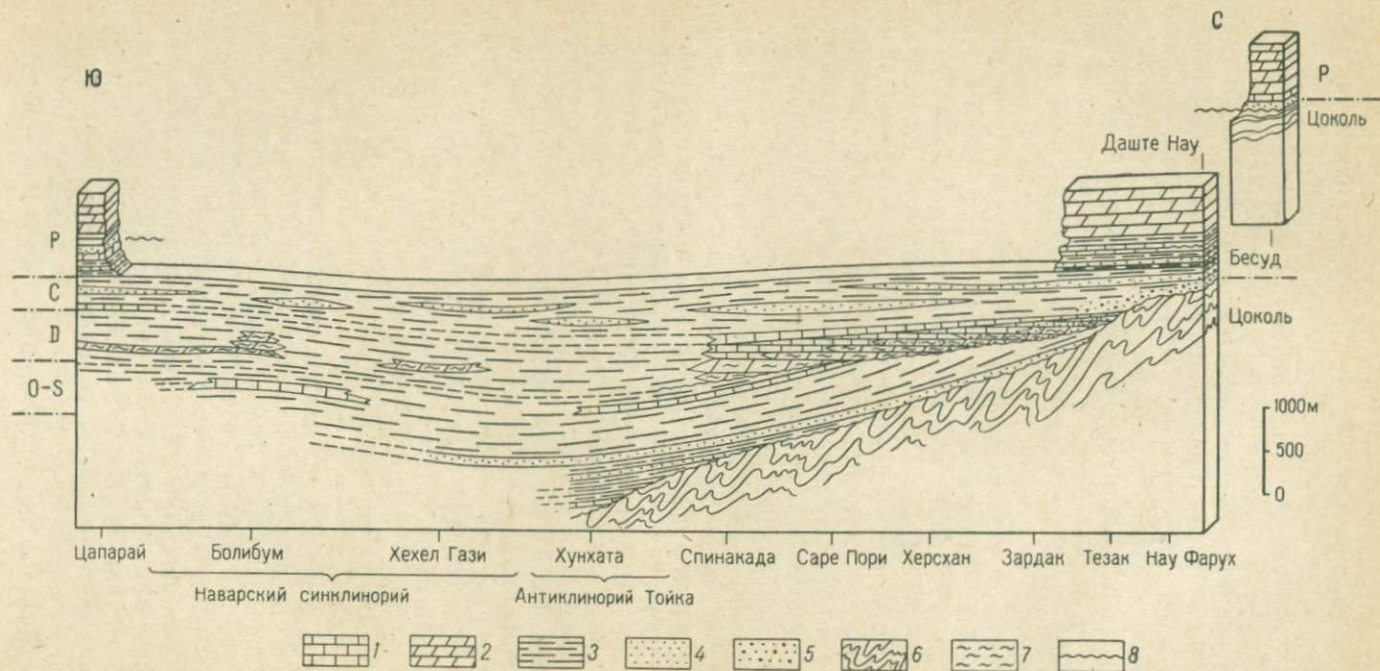


Рис. 6. Палеотектонический профиль Наварского прогиба (по Р. Деспарме).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — сланцы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — кварц-хлоритовые сланцы; 7 — органогенные фации; 8 — несогласное залегание

известняками с желваками кремней и фауной брахиопод и доломитами с конодонтами раннего и среднего ордовика (Wolfart, 1970). В верхней части разреза встречены кремнистые сланцы, кварциты, туфы и туфобрекчия среднего состава. Мощность отложений 600—700 м. Восточнее в том же прогибе, в районе Сурх-Бум, Р. Вольфарт (Wolfart, 1970) описал толщу аргиллитов, чередующихся с кварцитовидными песчаниками и песчанистыми известняками мощностью 150 м. Среднеордовикский возраст их определен по конодонтам. В Бадахшанской складчатой системе отложения ордовика и силура представлены терригенно-карбонатными отложениями. Изучены они здесь еще не достаточно хорошо и многие подразделения выделяются условно. В районе железорудного месторождения Хаджигек (см. рис. 5, разрез 3) характерна вулканогенная толща с линзами известняков мощностью 400—700 м. В юго-западной части Бадахшанской системы отложения ордовика не установлены, а к силуру В. П. Колчанов и др. (1971) относят нижнюю часть карбонатной дурумбакской свиты, имеющей мощность около 1000 м.

Силурийские отложения Сафедхирского прогиба как по строению, так и по составу сходны с отложениями Бадахшанской системы. Но здесь они подстилаются песчано-алевритовой пачкой ордовика мощностью до 300 м. Наибольшей мощности (не менее 5000 м) ордовик-силурийские отложения достигают в Северном Бадахшане, представленные здесь в основном известняками, мергелями, доломитами; в ордовикской части существенную роль играют песчаники и алевролиты. В верхней части разреза (верхний силур) преобладают пестрые глинисто-серицитовые филлиты и песчаники, переходящие в нижний — средний девон (см. рис. 5, разрез 10).

Девонские отложения. Девонское море покрывало, по-видимому, всю территорию Афганистана, за исключением Нуристанского срединного массива. Трансгрессия достигла максимума только в позднем девоне, когда под уровнем моря был скрыт Шахристанский выступ довендских пород и выступы фундамента по южному краю Туранской плиты. В Аргандабском поднятии девонские отложения подразделяются на две свиты (Карашетов и др., 1971). Нижняя — каландехская — представлена известняками, чередующимися с кварцевыми песчаниками и зеленовато-серыми аргиллитами. Верхняя — кундалянская — залегает на нижней с небольшим стратиграфическим несогласием. В основании ее часто встречаются базальные конгломераты. Представлена кундалянская свита в основном песчаниками с прослоями алевролитов, конгломератов и известняков. Фауна брахиопод и рогоз свидетельствует о верхах франского и о фаменском ярусе верхнего девона. Мощность свиты колеблется от 200 до 600 м.

В северо-восточной части Аргандабского поднятия наблюдаются две фации девона — карбонатная на северном склоне Наварского прогиба и терригенно-карбонатная в его центральной

части. Севернее, в пределах добайкальской складчатой области, девонские отложения представлены только верхним отделом (свита Бирка). Они состоят из светлых грубослоистых кварцевых песчаников и гравелитов, с прослоями известняков, содержащих фауну брахиопод фаменского яруса. Мощность верхнедевонских отложений в Шахристанском массиве 150—200 м.

В Кабульском поднятии отложения девона изучены слабо, только в его юго-восточной части нами, совместно с Н. М. Ферузом, выделена толща розовых и белых кварцевых песчаников с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, сходных с песчаниками кундалянской свиты. В верхней части в песчаниках встречены прослой серых тонкослоистых известняков, а в районе перевала Альтимур — пачка серых и черных известняков, перемежающихся с известковыми сланцами и аргиллитами. В известняках обнаружены водоросли (по заключению К. Б. Корде) девон-раннекаменноугольного возраста. Мощность девонских отложений порядка 500 м.

В Джелалабадском прогибе к девону относится сланцево-туфогенная толща, содержащая в основании прослой известняков с водорослями. Она постепенно переходит в каменноугольные отложения. Суммарная мощность девона и карбона здесь более 2000 м. Севернее в Банди-Баянской и Хаджигекской зонах девон представлен почти исключительно карбонатными фациями — известняками, доломитами, мергелями верхнего отдела. Мощность их колеблется от 150 (р-н Хафтгала) до 1700 м (в районе перевалов Рух и Шатурхан). Наиболее подробно карбонатные девонские отложения были изучены (Мартина, 1963) в районе перевала Хаджигек. Мощность их здесь достигает 900 м. Нижне- и среднедевонские отложения встречены на крайнем западе в районе хребтов Кафтархан и Хафтгала, также в основном в карбонатной фации.

Разрезы девонских отложений в западной части Афганистана хорошо увязываются и очень сходны с разрезами отложений Восточного Ирана.

Девонские отложения в северо-восточной части Афганистана представлены мощными карбонатно-терригенными толщами. На северных склонах Западного Гиндукуша к девону относится верхняя часть дурумбакской свиты (Колчанов и др., 1971), представленная известняками и доломитами с фауной ругоз раннего и среднего девона. Мощность не менее 800 м. Отложения верхнего девона здесь входят в состав тундаринской свиты, залегают согласно на среднедевонских известняках и представлены в бассейне р. Сурхаб кварц-сланцевыми, хлорит-эпидот-кварцевыми сланцами, образовавшимися по кислым эффузивам и туфам. В Бадахшанской зоне верхнедевонские отложения почти повсеместно ложатся на более древние несогласно и представлены известняками. В нижней и самой верхней частях разреза они чередуются с песчаниками, алевролитами и аргиллитами, иногда встречаются

прослой и пачки туфов и андезитовых порфиритов. Мощность около 1000 м.

Условия осадконакопления в девонское время были относительно более спокойные: преобладало карбонатное осадконакопление; вулканизм был развит только в Восточном Афганистане и приурочен главным образом к концу периода.

Каменноугольные отложения развиты достаточно широко в северо-восточной части страны. Они слагают значительные площади в Бадахшанской и Хаджигекской зонах, в Ваханском коридоре, в Джелалабадском прогибе, в хребтах Паропамиза и в Аргандабском поднятии.

Среди каменноугольных отложений можно выделить четыре типа разрезов: 1) северо-восточный (Бадахшанская зона и Банди-Туркестанский прогиб) с вулканогенно-терригенными отложениями огромной мощности; 2) восточный (Ваханский коридор, Джелалабадский прогиб, северная часть Кабульского поднятия, Хаджигекская зона и северо-восточная часть Аргандабского поднятия), характеризуемый значительными по мощности терригенными отложениями и большой полнотой; 3) центрально-афганский (южная часть Кабульского и Аргандабское поднятие), характеризующийся терригенными отложениями сокращенной мощности и наличием перерывов; 4) западно-афганский (Банди-Баянская зона), для которого характерны карбонатно-терригенные отложения с относительно небольшими мощностями.

Стратиграфия карбона Афганистана разработана слабо. Одной из причин этого являются бедность отложений органическими остатками и недостаточная изученность фауны. В настоящее время в различных зонах выделяются все три отдела карбона, а иногда обосновываются и отдельные ярусы.

Нижнекаменноугольные отложения часто бывают тесно связаны с верхнедевонскими, а отложения верхнего отдела с нижнепермскими. Наиболее полный разрез карбона северо-восточного типа развит в Северном Бадахшане. Нижний карбон здесь представлен мощной вулканогенной серией, состоящей из диабазовых порфиритов, туфов, туфобрекчий, чередующихся с кварц-сланцевыми сланцами, филлитами. Изредка встречаются прослой и линзовидные тела мраморизованных известняков, в которых был найден намюрский *Lithostrotion* sp. (определение А. Пыжьянова). Мощность этой серии до 7500 м. Выше располагается толща известняков и глинистых сланцев с прослоями туфов. В основании толщи иногда встречаются базальные конгломераты мощностью до 400 м. Заканчивается разрез карбона известняками мощностью 700 м, с кораллами *Azelitrophillum* sp., *Campophillum stukenbergi* F o m. и др. Из Бадахшана отложения карбона в вулканогенной фации прослеживаются на запад вдоль северных склонов Гиндукуша (см. рис. 5, разрез 9). Следует отметить, что здесь отложения среднего карбона залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на нижнем карбоне. Они связаны с верхне-

каменноугольными в единую калаймуратскую свиту, состоящую из филлитов и песчаников с прослоями известняков, мощность которой достигает 2500—5000 м. Еще западнее разрезы того же типа описаны в долине р. Балхоб А. Х. Кафарским и Н. В. Пыжь-ановым.

Наиболее западный разрез карбона того же типа описан северо-восточнее г. Герата в горах Руди Карох (Кулаков и др., 1969).

Таким образом северо-восточный вулканогенно-терригенный тип каменноугольных отложений прослеживается вдоль Северного Бадахшана, по северным склонам Западного Гиндукуша и Паропамиза. Мощность этих отложений с востока на запад сокращается. Вулканогенные фации повсеместно характерны для нижнего отдела. Наиболее резкое несогласие наблюдается на границе среднего и верхнего карбона или иногда в начале верхнего карбона. В Банди-Туркестанском прогибе осадконакопление прекратилось, по-видимому, раньше, чем в Бадахшанской зоне.

Второй тип отложений карбона характерен для восточной части Афганистана и, по-видимому, для Фарахрудского прогиба. В Хаджигекской зоне Г. Гайден (Hajden, 1944) выделил гильмендскую серию каменноугольного возраста. В основании ее, по данным А. Мартина (Martina, 1963), конгломераты, а выше филлитовые сланцы, содержащие редкие или частые пачки песчаников. Общая мощность гильмендской серии более 2500 м. Фауна очень бедная. Г. Гайден и многие последующие геологи приписывают гильмендской серии ранне- и среднекаменноугольный возраст.

В восточной части Кабульского поднятия, между ущельем Тангихору и Латабандской дорогой, нами выделена свита Моипар, представленная черными аспидными сланцами с тонкими прослоями алевролитов, песчаников и известняков и толщей флишоидных пород.

Мощность гильмендской серии и ее аналогов в северо-восточной части Аргандабского поднятия, по мнению Р. Деспарме (Desparmet, Montenat, 1972), 1000 м; К. Фезефельд (Fesefeldt, 1964) оценивает ее в 2000 м, а О. Ганс (Ganss, 1964) — в 5000 м. Оба последних автора возраст этой серии определяют как поздний карбон — ранняя пермь. Западнее в районе с. Вакак А. Лапшаран (1964) доказал среднекаменноугольный возраст сланцевой толщи находкой гониатитов *Glaphirites* ex gr. *stennophillum*, а позднекаменноугольный — брахиоподами *Spirifer condor* O r b. Сходные с описанными сланцевые толщи, по-видимому, слагают на глубине и весь Фарахрудский прогиб, о чем можно судить по толще карбона — нижней перми, развитой по северному краю прогиба в районе сел. Карханав, Налбандан, Ходжа-Мурад. Здесь карбон представлен алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Мощность этой толщи В. И. Дронов оценивает в 5000 м.

Третий тип разрезов карбона (центрально-афганский) развит

в Аргандабском поднятии. Разрезы каменноугольных отложений здесь более песчаные, содержат прослой и пачки конгломератов, известняков. Мощность их сокращается до 10—200 м (см. рис. 5, разрез 5).

Четвертый тип каменноугольных отложений развит на западе Афганистана в Банди-Баянской зоне и по северному краю Фарахрудского прогиба. Разрез карбона здесь представлен почти исключительно карбонатными породами мощностью от 300 до 1000 м. Интересно отметить, что между нижним и средним карбоном здесь наблюдается несогласие.

Пермские отложения широко распространены в Афганистане, хотя нигде не слагают больших площадей.

По характеру и полноте разрезов, по фациальному набору (рис. 7) и органическим остаткам отчетливо выделяются два типа разрезов пермских отложений: южный, в котором следует различать разрезы Юго-Восточного и Юго-Западного Афганистана, и северный, развитый к северу от хребтов Гиндукуш — Пароамиаз.

Стратиграфия пермских отложений в настоящее

время разработана достаточно хорошо благодаря работам таких исследователей, как А. Лашаран и М. Лис (Lapparent и др., 1966, 1969, 1971), М. Лис (Lys, 1971), А. Зиль (Siehl, 1967), М. Кевер (Kaever, 1970), Э. Левен (1975; Leven, 1971), В. И. Дронов и др. (1974), С. С. Карапетов и др. (1973).

В Юго-Восточном Афганистане пермские отложения известны во всех тектонических структурах. Для них характерно слабое развитие отложений нижнего отдела, достаточно обильная морская фауна, весьма сходные карбонатные фации верхнего отдела с умеренными мощностями. Наиболее полные и мощные разрезы имеются в верховьях р. Бамиан (разрез 4) и в районе перевала Альтимур (разрез 5). Эти разрезы начинаются с базальных конгломератов, песчаников и известняков дарвазского яруса, а затем следуют известняки, доломиты, реже мергели верхней перми. Общая мощность от 1000 до 1400 м. На основании фауны фораминифер, брахиопод и кораллов хорошо выделяются мургабский и намирский ярусы. Пермские отложения к востоку от Кабула

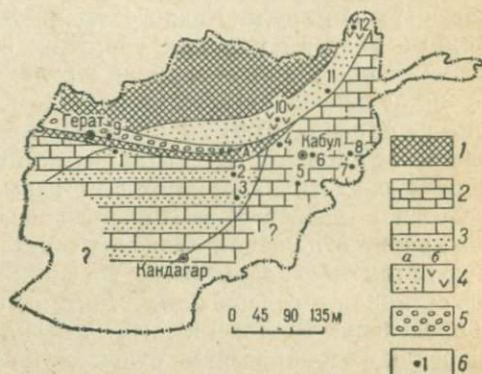


Рис. 7. Схема расположения литолого-фациальных зон в пермское время.

1 — суша; 2 — карбонатные фации в поздней перми, суша в ранней перми; 3 — терригенные фации в ранней перми, карбонатные — в поздней перми; 4 — терригенно-карбонатные (а) и вулканогенные (б) фации; 5 — терригенно-молассовые фации; 6 — расположение основных разрезов

(разрез 6) развиты в тех же фациях, но имеют значительно меньшую мощность (до 350 м).

В Джелалабадском прогибе (разрез 7) и на Нуристанском массиве (разрез 8) пермские отложения впервые обнаружены и палеонтологически доказаны автором. Начинаясь с базальных песчаников и конгломератов они сложены мраморизованными известняками с *Waagenophillum virgolense* Waag. et Went. мургабского яруса (определения Т. Г. Ильиной).

Западнее и юго-западнее в Центральном и Западном Афганистане в бассейне рек Аргандаб и Гильменд и в левобережной части р. Герируд (Ходжа-Мурад, Хафтгала) имеются наиболее полные разрезы морских пермских отложений. В этих разрезах нижняя часть нижнепермских отложений (карачатырский ярус) представлена терригенными песчано-глинистыми породами, а верхняя — карбонатными. Нижнепермские отложения тесно связаны здесь с каменноугольными и потому повсеместно составляют верхнюю часть каменноугольно-пермских свит. В Аргандабском поднятии (разрез 3) и Шахристанском массиве (разрез 2) карачатырские отложения сложены темно-серыми алевролитами, чередующимися с кварцевыми песчаниками с прослоями слонистых известняков, содержащих *Parafusulina* cf. *ferganensis* Lew. (определения Э. Левена), *Wentzellophillum felseri* Minato и др. Переход их в дарвазские отложения здесь постепенный. Мощность определяется условно в Аргандабском поднятии 300—400 м, а в Шахристанском массиве 200 м. Далее следует толща доломитов мощностью 800—1000 м, в которой на основании многочисленных находок фораминифер и ругоз выделяется дарвазский ярус ранней перми и все ярусы поздней перми. К западу от Шахристанского массива, в Фарахрудском прогибе пермские отложения скрыты под отложениями мезозоя. Можно предположить, что здесь располагалась центральная часть пермского морского бассейна, краевыми фациями которого являются отложения Шахристанского массива и отложения, вскрытые к востоку от р. Герируд в районе Ходжа-Мурад (разрез 1) и Хафтгала. Разрез Ходжа-Мурад отличается от Шахристанского сокращенными мощностями и наличием перерывов между дарвазским и памирским ярусами. Самым западным разрезом южного типа перми в Афганистане является разрез в горах Кохи-Гулеза (в 70 км к юго-западу от г. Герата). Г. Бергман описал здесь массивные толстоплитчатые известняки с прослоями доломитов и реже мергелей мощностью 150 м. На основании фауны фораминифер автор делает заключение о их позднепермском возрасте.

В Северном Афганистане пермские отложения не пользуются широким распространением, их разрезы обычно неполные и изучены слабее, чем южные. В Северном Бадахшане (разрез 12) отложения ассельского яруса тесно связаны с карбоном и представлены известняково-песчаной толщей. Верхнесакмарские и артинские отложения сложены песчаниками и углистыми аргилли-

тами с прослоями известняков и линзами конгломератов. К верхней перми условно относится толща туфопесчаников, алевролитов и конгломератов. В Банди-Туркестанском прогибе, в верховьях р. Кундуз (разрез 11) пермь представлена пестроцветной песчано-глинистой толщей с прослоями известняков; по фауне фораминифер выделяются ассельские и сакмарские горизонты. На левобережье р. Сурхоб (разрез 10) имеется мощный (свыше 2000 м) разрез перми. В нижней перми здесь преобладают известняки с чередующимися прослойками песчаников и аргиллитов, а верхней (?), лежащей несогласно, — песчаники, аргиллиты и вулканические туфы. Последние позволяют сопоставлять ее с Бадахшанским разрезом.

В западной части Паропамиза пермские породы развиты на западном склоне хр. Сафедкох (разрез 9). Представлены они мощной грубообломочной пестроцветной толщей. По данным В. В. Кулакова и др. (1969), в пермском разрезе выделяются три толщи (снизу — вверх): 1) красно-бурая, сложенная алевролитами, песчаниками и конгломератами; 2) лилово-серая, аргиллито-песчаная с конгломератами в нижней части; 3) сургучно-красная, состоящая из чередования аргиллитов, алевролитов и прослоев гравелитов.

Суммарная мощность пермских отложений здесь составляет 3400—3800 м. Их пермский возраст установлен на основании единичной находки в известковых красных песчаниках *Spirifer wuppei* Wa g. (Trinkler, 1928), а также стратиграфического положения их между среднекаменноугольными и триасовыми породами. Описанные пермские отложения представляют собой грубую молассу, формировавшуюся в прогибе на окраине герцинской складчатой области.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Триасовые отложения весьма разнообразны и известны почти во всех структурно-тектонических зонах. Среди них выделяются три типа: 1) северный, развитый в Нуристанском массиве, Фарахрудском прогибе и северной части Банди-Туркестанского прогиба, представлен мощными песчано-глинистыми фациями, в том числе флишем и аспидными сланцами; 2) центрально-афганский, развитый в южной части Банди-Туркестанского прогиба, — терригенно-вулканогенный; 3) южно-афганский, карбонатных (Кабульское поднятие и Джелалабадский прогиб) и карбонатно-терригенных (Аргандабское поднятие и Шахристанский массив) фаций. Северный тип триасовых отложений в Банди-Туркестанском прогибе в последнее время был описан С. В. Егуповым (1966), В. И. Славным (1970), В. П. Колчановым (1969). В северной части прогиба триас представлен мощной (свыше 3,5 тыс. м) терригенной толщей, состоящей из аргиллитов с прослоями сидеритов, песчаников и известняков. В отдельных пачках чередование

песчаников и аргиллитов ритмичное и толща имеет облик флиша. В разрезе Зорчай (рис. 8, разрез 3) встречаются прослой известняков, в северных краевых разрезах, в районе Кафлатуна (разрез 4), прослой и линзы угля. Нижний триас вскрыт только в поднятии Маджнон-Бед (разрез 2). Интересно отметить, что там среди аргиллитов и песчаников встречаются вулканогенные породы. Среднетриасовые отложения на севере палеонтологически не доказаны. Карнийский возраст определяется по обнаруженной нами в районе с. Нешар фауне: *Halobia* cf. *cassiana* M a j s., *H.*

aff. *foscigera* Bitt. (определения Л. Д. Кипарисовой). Норийский возраст верхней части толщи определяется находками аммонитов: *Juvavites* cf. *angulatus* Dien. и др. Таким образом, в северной части Банди-Туркестанского прогиба имеется полный разрез триаса. Севернее, уже в пределах выступа Туранской плиты, В. П. Колчанов и др. (1970) отмечают триасовые красноцветные терригенные отложения.

На западе терригенная толща вскрывается у сел. Зулъфакар (разрез 1).

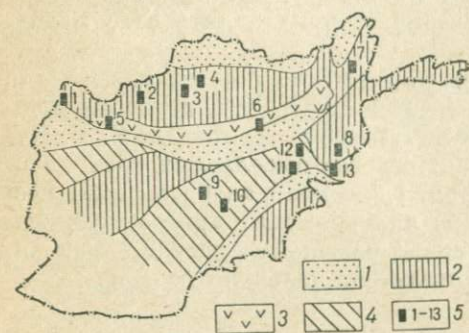


Рис. 8. Схема расположения литолого-фациальных зон в триасовое время.

1 — суша; 2 — терригенные песчано-аргиллитовые фации; 3 — вулканогенные фации; 4 — карбонатно-терригенные фации; 5 — расположение основных разрезов

В южной части Банди-Туркестанского прогиба в разрезе триаса, наряду с терригенными отложениями, большую роль играют вулканогенные фации, а в самом южном крае прогиба (р-н Доаби-Мехзарин) грубообломочные конгломератовые отложения.

Разрез Доаби-Мехзарин (разрез 6) изучался Грисбахом в 1886, Гайденом в 1911 г., Фюреном и Россетом в 1951 г. (Furon, 1951), Пополом и Тромпом (Poper, 1954), Кулаковым и др. в 1969 г. По нашим наблюдениям (1970), здесь на отложениях карбона резко несогласно лежит маломощная вулканогенно-терригенная пачка нижнего триаса. Вулканогенная пачка к северу от Доаби-Мехзарина, в районе перевала Каракотал, по данным В. В. Кулакова (1969), сильно увеличивается по мощности.

Над вулканогенной пачкой залегает мощная (до 250 м), по Д. Вейперту (Weipert, 1964), толща конгломератов. Вверх по разрезу конгломераты сменяются песчаниками, а затем известковыми аргиллитами с пеллециподами: *Chlamis* aff. *biliemensis* Gr., *Entolium discites* S c h l., *Myophoria* sp., *Daonella* sp. и аммонитами *Sturia* sp., *Progonoceratites* sp., по заключению А. А. Шевырева, характеризующими ладинский ярус. В верхней части аргил-

литовой толщи Д. Вейперт указывает «прослой темно-серых вулканитов среднего состава». Выше согласно залегают песчаники, алевролиты и черные аргиллиты, часто флишеидные, карнийского и норийского возраста.

В северном направлении характер разреза меняется. Значительная часть ладинских отложений здесь замещается мощной вулканогенной толщей кислого состава. Карнийско-норийский флиш в этом направлении увеличивается в мощности до 1200—1500 м и появляется верхняя вулканогенная толща рэтского возраста. Суммарная мощность разреза достигает 9—12 тыс. м. Столь большие мощности свидетельствуют об интенсивности прогибания южной части Банди-Туркестанской геосинклинали в триасе.

Западнее Доаби-Мехзарина терригенно-вулканогенный тип разреза прослеживается по отдельным разрозненным выходам до Гератского района (разрез 5). В хребтах Селсела и Давиндар эти отложения были изучены В. В. Кулаковым, В. П. Колчановым и К. Я. Михайловым (1970). Разрез отложений весьма полный и значительной мощности (свыше 4000 м). Вулканогенные породы встречены в нижнем триасе, в карнийском и рэт-лейасовом ярусах.

В Восточном Афганистане триасовые отложения пользуются значительным распространением, но стратиграфия их разработана здесь еще слабо. В целом это мощные песчано-аргиллитовые толщи иногда сильно метаморфизованные с очень редкими ископаемыми.

В Сафедхирском краевом прогибе (разрез 7) нижний и средний отделы триаса сложены в нижней части конгломератами и песчаниками, а в верхней части — известняками общей мощностью до 150—200 м. Верхний триас представлен мощной (400—4500 м) толщей аспидных сланцев с пачками песчано-аргиллитового флиша, реже пачками мергелей, чередующихся с аргиллитами.

На севере Нуристанского массива триас представлен также карбонатно-терригенной фацией в нижней части разреза. У сел. Разер в сланцевой толще нами обнаружена фауна брахиопод. Общая мощность триаса здесь до 2000 м. В юго-восточной части Нуристанского массива, в долине р. Кунар, у сел. Чавкай (разрез 8), отложения триаса начинаются с пачки конгломерато-брекчий, песчаников, метаалевролитов с прослоями мраморизованных известняков. Выше следует пачка известняков и затем мощная пачка черных сланцев с прослоями песчаников. Триас в юго-восточной части массива залегает без видимого несогласия на верхнепермских известняках.

Триасовые отложения в Южном Афганистане занимают большие площади и их мощность измеряется сотнями метров. Разрез непрерывный, в нем палеонтологически доказаны все ярусы. В большинстве тектонических зон Южного Афганистана триас ложится с очень небольшим стратиграфическим несогласием на

верхнепермские известняки. В Джелалабадском прогибе (разрез 13) и Кабульском поднятии разрез состоит из известняков, доломитов, реже мергелей. И только в одном месте Кабульского поднятия (в ущелье Тангехору) встречена чужеродная для данных зон кремнисто-вулканогенная фация с линзами известняков верхнего триаса. Нижний триас в этих структурах маломощен (от 10 до 70 м), имеет маркирующий аммонитовый горизонт, особенно богатый фауной в районе перевала Альтимур (разрез 11): *Owenites coeneni* Н у а т., *Clypeoceras judischthira* Д и е н., *Anacashmirites angustecostatus* В е л т., *Juvenites* cf., *septentrionalis* S m i t h (сборы автора, определения А. А. Шевырева). Приведенная фауна характерна для нижней части овенитовой зоны оленекского (кампальского) яруса. Б. Кеммел здесь же обнаружил более молодой комплекс фауны субколумбитовой зоны оленекского яруса.

Среднетриасовые отложения в Южном Афганистане представлены темными известняками и доломитами с фауной аммонитов. Мощность их варьирует от 150 до 600 м. Известняки верхнего триаса имеют наибольшую мощность (до 500 м) в Аргандабском поднятии. Принадлежность их к карнийскому и норийскому ярусам доказывается кораллами. В бассейне р. Аргандаб (разрез 10) в основании разреза триаса располагается пачка тонко-слоистых известняков с мелкими гастроподами, целециподами, ходами червей. Ю. М. Довгаль здесь обнаружил раннетриасовую фауну: *Claraia orbicularis* R i c h t., *Cl. griesbachi aurita* Н а у е г., *Eumorphotis venetiana* Н а у е г. Выше следует чередование доломитов, доломитовых брекчий и известняков среднего триаса, а затем белые афанитовые мраморизованные известняки с кораллами и крупными *Megalodon* поздне-триасового возраста. Заканчивается разрез толщей чередующихся пестрых алевролитов и песчаников с отдельными пластами известняков (рэт — лейас). Общая мощность триаса здесь свыше 700 м. В Шахристанском массиве (разрез 9) описанный выше разрез в основных чертах сохраняется, но его мощность резко возрастает до 2000 м.

Северо-западнее в Фарахрудском геосинклинальном прогибе триасовые отложения на значительной площади перекрыты верхне-мезозойскими; судя по выходам в отдельных тектонических блоках в юго-восточной части прогиба, они представлены мощной (в несколько тысяч метров) толщей песчаников, глинистых, иногда кремнистых сланцев, с редкими пластами известняков. Найденная С. С. Карапетовым фауна свидетельствует о верхнем отделе триаса.

По северо-западному краю Фарахрудского прогиба к югу от р. Герируд в хр. Хафтгала, по данным В. И. Дронова, разрез триаса становится вновь карбонатным. Триас ложится здесь несогласно на отложения перми и начинается с известняков и доломитов с *Claria aurita* Н а у г. и др. мощностью 120 м, выше следует 500-метровая толща доломитов среднего и верхнего триаса.

Заканчивается разрез песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками норийско-рэтского (?) яруса.

Юрские отложения развиты почти во всех тектонических зонах. Однако значительные площади они имеют только в Фарахрудском прогибе. Эти отложения не образуют самостоятельного структурного яруса, так как обычно отложения лейаса связаны непрерывными переходами с триасом, а отложения верхней юры с нижнемеловыми.

Степень изученности и стратификации юрских отложений все еще достаточно слабая.

В юрских отложениях отчетливо обособляются три типа разрезов (табл. 1): 1) фарахрудский, сложенный мощными толщами морских терригенных отложений; 2) аргандабский, характерный для геоантиклинальных структур и представленный карбонатно-терригенными отложениями, в которых лейас иногда сложен терригенными породами, а доггер и малым известняками, или весь разрез оказывается карбонатным; 3) банди-туркестанский, представленный континентально-морскими, терригенно-угленосными и красноцветными молассовыми формациями.

Сводный обобщенный разрез юрских отложений в центральной части Фарахрудского прогиба может быть представлен в следующем виде.

Черные филлитовидные сланцы (аспидные) содержит прослой и пласты алевролитов и песчаников, зеленых сланцев (может быть, туфогенных). Мощность порядка 1—2 тыс. м. Выше согласно залегает толща сланцев и песчаников с прослоями и пачками известняков. В юго-восточной части прогиба в районе сел. Мусазу С. С. Карапетов в известняках обнаружил фауну пелеципод средней — верхней (?) юры, а в северной части прогиба к северу от сел. Гармау в пачке тонкослоистых песчанистых известняков-ракушечников нами найдены *Myopholos oblongus* R e r m., *Nanpogyra* cf. *nana* S o w., *Exogira virgula* D e f r., *Macrodon* sp. и другие формы, по заключению В. П. Дядина, батского — келловейского возраста. Мощность этой толщи около 500 м. Выше располагается очень мощная (2—3 тыс. м) толща песчано-аргиллитового флиша и флишоидных пород. В первом элементе ритма иногда присутствуют конгломераты. Изредка встречаются пласты и линзы черных песчанистых известняков. Возраст этой толщи, впервые выделенной под именем свиты Нижний Сиадех, определяется как верхнеюрский по стратиграфическому положению между бат-келловеем и берриасом. Общая мощность юрского разреза в центральных частях Фарахрудского прогиба 4000—5000 м.

Вдоль северо-западного края Фарахрудского прогиба юрские отложения представлены неполным разрезом, терригенно-карбонатными фациями и значительно меньшими мощностями; в то же время, сланцево-песчаные пачки аналогичны тем, которые развиты в центральных частях прогиба. Фаунистическая характеристика этих разрезов много лучше. В бассейне р. Тагаб-Эшлон

Схема корреляции юрских отложений

Система	Отдел	Ярус	Фарахрудский прогиб		Аргандабское поднятие, реки Бум и Рабат, по А. Лаппарану	Кабульское поднятие, по О. Фишеру	Район г. Хоста, по М. Кеверу	Северный Афганистан, р-н Пулихумри, по В. И. Колчанову	Сафедхирский прогиб, по Г. Семенову		
			Центральная часть	Бассейн р. Тагаб-Эшлон, по В. И. Дронову							
Юрская	Верхний	<i>t</i>	Толща Нижний Сиадех 2000—3000 м		Массивные известняки с рудистами 100—200 м	Известняки, мергели 100 м	Свита Коррам	Пестрые песчаники, глины, доломиты, гипс 200—250 м	Известняки		
		<i>km</i>								Песчаники, мергели, известняки 900 м	Глины, известняки 300—400 м
		<i>ox</i>			Сланцы, песчаники, известняки 500 м	Известняки, сланцы 140 м		Известняки, мергели 150 м			
		<i>kl</i>								Мергели, известняки	Известняки
	дний	<i>bt</i>									

Сре	<i>ej</i>	Аспидные сланцы, алевролиты, песчаники, туфы	Мергели, сланцы, известняки	200 м	200 м	200 м	Аргиллиты, песчаники, угли	400—1000 м	200 м	
	<i>aal</i>									
Нижний	<i>tr</i>	1000—2000 м	Песчаники, сланцы, мергели	200 м	550 м	Известняки, мергели, алевролиты, песчаники	Известняки с прослоями аргиллитов	Свита Тани	Песчаники, алевролиты, глины, местами вулканогенная толща	Песчаники, алевролиты, аргиллиты
	<i>dm</i>									
	<i>pl</i>									
	<i>sm</i>									
	<i>h</i>									

в толще чередующихся сланцев, песчаников, мергелей и известняков выделяются по фауне аммонитов и пелеципод синемюр-плинсбахские, тоарские и ааленские отложения. Общая мощность юрского разреза здесь 500—600 м. Западнее описанных разрезов, к юго-западу от г. Герата в горах Кафтархан и Тарака, развита толща известняков мощностью 500—900 м с фауной батского и келловейского яруса.

В Аргандабском поднятии юрские отложения не пользуются большим распространением. Они обычно тесно связаны с верхнетриасовыми и соответствуют второму — карбонатно-терригенному типу.

Лейас представлен алевролитами, песчаниками и песчанистыми известняками. Изредка встречаются линзы конгломератов. Мощность от 20 до 150 м. В северной части поднятия, в Тиринском синклинии, разрез становится более песчаным и мощность его увеличивается (Карпетов и др., 1971). Выше располагаются массивные известняки с прослоями песчаников и мергелей пайновойской свиты. Мощность ее сильно изменчива — от 50 до 600 м.

Наиболее полный и характерный разрез был описан на северо-западе Аргандабского поднятия, в районе сел. Бум и Рабат (Ларрагент, 1969). Юрские отложения начинаются здесь с базального горизонта пестрых сланцев и мергелей континентального происхождения (мощность 100 м), выше следуют черные известняки с члениками криноидей, в верхней части они чередуются с мергелями, в которых обнаружены *Uptonia* ex gr. *jamesoni* S o w. и фораминиферы, характерные для нижнего лейаса. Мощность 550 м. Выше располагаются мергели и известняки с пачкой песчаников с белемнитами средней юры, на них лежат темно-серые известняки с *Macrocephalites* sp. (келловей) и *Lithoceras* cf. *subachilles* W e g h. (нижний киммеридж), черные глинистые сланцы и, наконец, массивные известняки с рудистами, соответствующие, по мнению А. Лаппарана, верхнему киммериджу — титону. Мощность этого, наиболее полного, разреза достигает 2000 м.

Еще восточнее, в Кабульском поднятии (см. табл. 1), юрские отложения представлены известняками; они настолько тесно связаны с верхнетриасовыми, что до находок фауны их просто включали в верхний триас (Меннесье, 1961). После работы О. Фишера (Fischer, 1971) в их нижней части удалось выделить лейас (по пелециподам), а в верхней (по белемнитам) — келловей — оксфорд. Таким образом, здесь наблюдается, по-видимому, полный разрез юры. Его общая мощность 500—550 м.

Юго-восточнее Кабульского поднятия, вблизи г. Хоста, к юрским отложениям относится свита Тани (Кевер, 1967), состоящая из серых, желтоватых и зеленоватых слоистых аргиллитов, ритмично чередующихся с известковыми песчаниками; в ней содержатся пачки глинистых сланцев, песчаников и известняков. Мощность — 1200 м. Выше согласно располагается свита Коррам,

представленная песчанистыми и оолитовыми тонкослоистыми известняками с редкими пластами железистых песчаников мощностью до 1800 м.

Фауна в юрских отложениях встречается редко. На основании находки широкопупковых аммонитов и согласного перехода в триас свита Тани относится к лейасу, а возраст свиты Коррам по фораминиферам и известковым водорослям М. Кевером определяется как средне-верхнеюрский в нижних частях и нижнемеловой — в верхних.

В Северном Афганистане, в Банди-Туркестанском прогибе, отложения лейаса тесно связаны с отложениями верхнего триаса, хотя в районе сел. Ишпушта отмечается стратиграфическое несогласие. Лейасовые отложения представлены толщей переслаивающихся (иногда ритмичных) песчаников, алевролитов, углистых глин. Встречено несколько пластов угля. Мощность от 300 до 900 м (см. табл. 1). Возраст определяется по спорово-пыльцевым комплексам и растительным остаткам. В северо-восточной части прогиба для лейаса характерны вулканогенные образования.

Отложения средней юры изучались К. Я. Михайловым (Мирзод и др., 1968), В. И. Браташем (1970). Они пользуются более широким, чем лейасовые, распространением и представлены однообразным переслаиванием аргиллитов и углистых глин с алевролитами и песчаниками. Среди них встречено до 35 пластов каменного угля. Мощность резко меняется от 400 до 1000 м. Аален-байосский возраст определяется по многочисленной хорошо сохранившейся флоре. Выше располагается переходная как по возрасту (от средней к поздней юре), так и по условиям образования (от континентальных к морским) толща, внизу состоящая из пестрых глин и песчаников с прослоями известняков, а вверху — из серых глин и известняков с фауной аммонитов и пелеципод. Возраст по флоре и фауне определяется как бат-келловейский, мощность переходной толщи 300—400 м, а на северо-востоке до 1000 м.

В центральном районе прогиба выше располагаются глинистые слоистые известняки с прослоями доломитизированных известняков с обильной фауной пелеципод. Мощность 30—40 м. На северо-востоке (рр. Чаль и Намакаб) известняки переслаиваются с глинами, в которых есть прослой гипса. Мощность 300—500 м. Судя по фауне пелеципод, возраст описанных известняков оксфордский, хотя В. И. Браташ (1970) считает их позднекелловейскими. Выше следует красноцветная толща киммеридж-титонских отложений. В основании ее наблюдается слабый размыв. Толща состоит из красно-бурых глин, алевролитов, часто сильно загипсованных, тонких пластов доломитов и гипса.

В северо-восточных районах прогиба с этой толщей связаны залежи каменной соли и разрабатываемые пласты гипса (до 20 м). Общая мощность красноцветной толщи 200—250 м.

Возраст красноцветной толщи вызывает некоторые разногласия: Л. И. Грдзелов, В. П. Колчанов относят ее к киммериджитону, тогда как В. И. Браташ (1970) считает берриасской.

На крайнем северо-востоке, в Сафедхирской зоне, юрские отложения тесно связаны с верхнетриасовыми. Г. Г. Семенов к лейасу относит пачку полимиктовых песчаников, чередующихся с алевролитами, мощностью 200—250 м, а к средней юре — пестрые пятнистые аргиллиты с линзами оолитовых бокситов и серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, ритмичнослоистые с линзами серых известняков с фауной пелеципод и брахиопод. Мощность — 200 м. Верхняя юра представлена известняками.

Меловые отложения весьма разнообразны и широко распространены в Афганистане. В юго-западной части Афганистана, в Фарахрудском прогибе, Тарнакско-Сомалийском горст-антиклинории, в Кабульском поднятии и частично в Аргандабском поднятии они представлены мощными терригенно-вулканогенными формациями геосинклинального типа. В Бадахшанской, Хаджигекской и Банди-Баянской зонах разрезы меловых отложений неполные и маломощные, их слагают карбонатные формации. В Северном Афганистане, в Банди-Туркестанском прогибе, в Шейбергандском выступе и в Кундузской системе меловые отложения представлены красноцветными, молассовыми формациями и терригенно-карбонатными отложениями платформенного типа (табл. 2). Если в Южном Афганистане наибольшим развитием пользуются отложения нижнего отдела, то в Северном — отложения верхнего отдела.

Изучены меловые отложения недостаточно хорошо, особенно в геосинклинальных областях. Здесь еще не всегда удается выделить ярусы и поэтому приходится пользоваться единицами местной стратиграфической шкалы или выделять только отделы. Наиболее полный разрез нижнего мела описан в Фарахрудском прогибе. В основании разреза располагается толща вулканогенных пород, мощностью свыше 1000 м, представленная диабазовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями (свита Навзод). По фауне аммонитов, кораллов и пелеципод возраст определяется как берриас — ранний готерив. Выше залегает толща верхнего готерива — баррема (свита Верхний Сиадех), состоящая из переслаивающихся мергелей, известковых алевролитов и сланцев с пластами известняков мощностью 1000—2000 м. Еще выше И. И. Сониным выделена свита Холмиран, представленная чередованием известняков, мергелей, алевролитов. Многочисленная фауна кораллов, пелеципод, мшанок, водорослей и т. п. свидетельствует о барремском возрасте. Выше с мощными (до 100 м) конгломератами в основании залегают массивные рифогенные или слоистые серые известняки с рудистами и орбитолинами (свита Коян). С. С. Карапетов указывает места в основании ее не только стратиграфическое, но и угловое несогласие. В нижней и средней части толщи встречены *Orbitolina balkanica* M a m o n t,

в верхней части в слоистых известняках у сел. Тайнара нами обранны пелециподы: *Cordillites cretosus* Reus., брахиоподы *Sellithyris* aff. *crassa* Arch., *Kingena lima* Defg., характеризующие, по заключению Ю. Каца, верхнеальбские — сеноманские отложения. По-видимому, из самых верхних слоев этой свиты С. С. Карапетов указывает орбитолины и рудисты, характерные для сеномана — турона и сенона. Мощность свиты около 200—400 м.

На северо-западном склоне Фарахрудского прогиба, в районе Налбандана, к нижнему мелу В. И. Дронов условно относит толщу красных, пестрых песчаников с линзами и пластами конгломератов и известняков, мощностью около 1000 м. Верхнемеловые отложения представлены здесь массивными известняками с сенонскими рудистами с конгломератами в основании. Мощность до 350 м.

В Аргандабском поднятии меловые образования очень разнообразны, изучены слабо и потому трудно сопоставимы. Распространены они главным образом вдоль юго-восточного края поднятия. Здесь на юго-востоке выделяется гюлякхельская свита, а на юге — анагайская и чагайская. Юго-западнее центральной части поднятия развиты свиты Навзод и варгачская. Варгачская свита представлена переслаиванием алевролитов и аргиллитов с известняками и песчаниками с бокситовым горизонтом мощностью до 8 м в основании. Общая мощность свиты изменчива — от нескольких десятков метров до 400 м.

На крайнем юго-западе поднятия развита мощная вулканогенная толща, сходная со свитой Навзод. В ее верхней части выделяется туфогенная пачка кремнистых сланцев, мергелей с линзами известняков. Мощность толщи от нескольких сотен до 1500 м. Выше несогласно с конгломератами в основании залегает анагайская свита, весьма разнообразная по составу: в центральной части поднятия, к северу от г. Кандагара и к юго-западу от сел. Апатат, она сложена известняками мощностью до 400 м, а юго-восточнее известняки чередуются с песчаниками и конгломератами, местами разрез становится полностью терригенным и мощность отложений увеличивается до 500—600 м. Возраст нижней части анагайской свиты определяется как барремский по орбитолинам, гастроподам, средней, верхней частей — баррем-сеноманский по находкам пелеципод. На юго-западной окраине центральной части поднятия встречена мощная вулканогенная толща (чорбандская серия, по А. Н. Демину), состоящая из андезитовых порфиритов, андезитов, лавобрекчий, туфов, а также андезито-базальтов. Мощность ее до 500 м. В этой толще северо-западнее сел. Сарая нами обнаружена пачка известковых песчаников с пелециподами и гастроподами баррем-аптского возраста. Интересно отметить, что эта вулканогенная толща широким распространением пользуется в соседней Тарнакской зоне, и особенно на самом юге, в Сомалийской зоне.

Система	Отдел	Ярус	Фарахрудский прогиб		Аргандабское поднятие		Тарнакская зона	Кабульское поднятие, по Г. Меннесье и В. И. Славину	Хребет Паропамиз	Банди-Туркестанский прогиб, по В. П. Колчанову													
			Центральная часть, по И. И. Сонину	Западный склон, по В. И. Дронову	Чорбандский прогиб	Центральная часть, по А. Н. Демину																	
Меловая	Верхний	d	Свита Коян	Известняки, конгломераты в основании	Чорбандская серия	1300 м	Известняки 200 м	Известняки, мергели 200—350 м	Конгломераты, песчаники, глины, на востоке известняки 60—150 м	Свита Гури 200—700 м													
		t									Анагайская свита	800 м	Мергели, глины, известняки 80—150 м	Доломиты, мергели, глины 60—130 м									
		sp													Вулкано-генные породы	Известняки, мергели 200—350 м	Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м						
		s																Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м	Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м				
		cn																		Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м	Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м		
		c																				Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м	Известняки, мергели, глины, алевролиты 200—350 м
		t																					
c	350 м	350 м	350 м	350 м	350 м	350 м																	

Система	Отдел	Ярус	Фарахрудский прогиб		Аргандабское поднятие		Тарнакская зона	Кабульское поднятие, по Г. Меннесье и В. И. Славину	Хребт Паропамиз	Банди-Туркестанский прогиб, по В. П. Колчанову																												
			Центральная часть, по И. И. Сонину	Западный склон, по В. И. Дронову	Чорбандский прогиб	Центральная часть, по А. Н. Демину																																
Меловая	Нижний	al	Свита Холмиран	Красноцветные песчаники, конгломераты с прослоями известняков	Кандагарская серия	500 м	500 м	500—1000 м	Сланцы, линзы известняков, конгломераты 800 м	Известняки, глины 100—200 м																												
		ap									Свита Верхний Сиадех 1000—2000 м	Кандагарская серия	500 м	500 м	500—1000 м	Сланцы, линзы известняков, конгломераты 800 м	Известняки, глины 100—200 м																					
		br																Свита Навзод	Кандагарская серия	500 м	500 м	500—1000 м	Сланцы, линзы известняков, конгломераты 800 м	Известняки, глины 100—200 м														
		h																							Свита Навзод	Кандагарская серия	500 м	500 м	500—1000 м	Сланцы, линзы известняков, конгломераты 800 м	Известняки, глины 100—200 м							
		v																														Свита Навзод	Кандагарская серия	500 м	500 м	500—1000 м	Сланцы, линзы известняков, конгломераты 800 м	Известняки, глины 100—200 м
		b																																				

В Тиринском синклинории развита гармабская свита, представленная переслаиванием песчаников, аргиллитов, гравелитов и конгломератов с андезитовыми туфами, мощностью около 1000 м. Возраст ее определяется по стратиграфическому положению. Гюлякхельская свита, развитая на юго-восточной окраине Аргандабского поднятия, начинается с базальных конгломератов (мощностью до 150 м), залегающих с небольшим угловым несогласием, затем следует толща переслаивания песчаников, алевролитов и известняков. Мощность свиты более 760 м. Фауна аммонитов, гастропод, ежей и орбитолин встречается в различных горизонтах свиты и определяет ее возраст как берриас-барремский.

Верхнемеловые отложения представлены в Аргандабском поднятии чагайской свитой. Накопление их происходило в узких прогибах: Чагайском и Тиринском. Залегают отложения чагайской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием на нижнемеловых породах; представлены они в нижней части мощными (до 800 м) пестроцветными конгломератами, гравелитами, известковыми песчаниками с линзами орбитолиновых известняков. В верхней части свиты роль карбонатных пород увеличивается. Общая, но не полная из-за размыва мощность чагайской свиты достигает 1300 м. Возраст определен по фауне рудистов (*Apricardia* sp.), склерактиний и ежей как сеноман-маастрихтский.

Меловые отложения к югу от поднятия широко развиты в Тарнакской зоне. Изучены они здесь еще слабо, несмотря на многочисленные находки фауны. Очень сложная тектоника, возможное тектоническое сдвигание разрезов, отсутствие непрерывных разрезов очень затрудняет стратификацию отложений. Вдоль дороги Кандагар — Спинбулдаг нами выделяются три толщи пород (снизу — вверх):

1) чередование (местами флишевое), конгломератов, песчаников, мергелей и известняков, мощность 200—300 м;

2) вулканогенная толща: порфириты, мандельштейны, диабазовые порфириты, туфы, в верхней части — прослой туфопесчаников, туфоконгломератов и песчаных известняков, в последних найдена фауна гастропод *Archimedeia* cf. *balkubensis* P e l., кораллы *Helioceras* sp., мощность 500—1000 м;

3) карбонатная толща: известняки массивные водорослевые и рудистовые, мергелистые, тонкослоистые, мощность до 800 м.

Обильная фауна рудистов, гастропод, орбитолин свидетельствует о баррем-аптском возрасте этих отложений. Тесная связь осадочных пород с вулканогенной толщей позволяет относить последнюю к тому же возрасту, что подтверждают кораллы и рудисты. Детальное изучение орбитолин из карбонатной толщи в более северном пересечении (у г. Калат) дало возможность А. Гесу (Hess, 1966) выделить баррем-аптские, апт-альбские, альбские и альб-сеноманские комплексы орбитолин, что, по-видимому, и определяет возраст карбонатных отложений в Тарнакской зоне.

На крайнем юге Афганистана меловые отложения слагают весь северный склон хр. Чагай. Они представлены здесь очень мощной вулканогенной толщей (по-видимому, соответствующей ранее описанной вулканогенной толще в Тарнакской зоне). Эта толща состоит внизу из покровов андезит-порфировитового состава, сверху из более основных лав, туфов, туфобрекчий. В нижней части толщи встречаются пачки кремнистых сланцев, туффитов и биогермы рудистово-мшанковых известняков. Собранный нами фауна устриц *Lopha* sp. и многочисленных рудистов *Chondrodonta* sp., *Eoradiolites* sp. позволила Т. Богдановой определить возраст, не древнее аптского. Верхний диапазон вулканогенной толщи определяется тем, что в соседних частях Белуджистана на вулканогенных породах трансгрессивно залегают известняки верхнего мела.

Меловые отложения в Кабульском поднятии распространены только в его восточной части. В основании разреза располагается мощная вулканогенная толща, по мнению И. И. Сониной, аналогичная свите Навзод. Выше нами описана мощная сланцевая толща с базальными конгломератами (до 100 м в районе пер. Латабанд). В сланцах встречаются крупные линзы известняков. На перевале Латабанд в известняках нами встречены мелкие устрицы, брахиоподы и кораллы *Mesomorpha chaetoides* Trauth., *Thamnastrea digitata* F g a m., свидетельствующие о барремском возрасте. В более высоких по разрезу линзах известняков в долине р. Кабул встречены рудисты. Общая мощность меловой толщи около 800 м. В Катавазском прогибе меловые отложения вскрываются только на северо-востоке в Хостинском горст-антиклинории и по западному краю Суробинского «клина». В отличие от Кабульского и Аргандабского поднятий в Катавазском прогибе наиболее полно развиты отложения верхнего мела. Разрез мела в целом представлен серией Рокшан. Ее нижняя часть — сланцы, чередующиеся с черными известняками, относится к неокому, в средней части среди аргиллитов встречены кремнистые сланцы и здесь в прослоях известняков в районе сел. Алихейль (Кевер, 1967) и сел. Зундихейль (Меннесье, 1972) обнаружены *Orbitolina* cf. *curdica* H e n s o n, *O.* cf. *discoidea* G r a s., *Solenopora* sp. (апт — альб), а еще выше в известняках с прослоями радиоларитов *Paratrocholina lenticularis* H e n s., *P. oscillensis* O b e r g n., рудисты и неринеи, свидетельствующие о туронском возрасте. Еще выше М. Кевер указывает массивные и брекчиевидные, светлые известняки, чередующиеся с аргиллитами с *Globotruncana* ex gr. *lapparenti*. Мощность 200—300 м.

Меловые отложения в Паропамизе, по данным В. П. Колчанова (1969), начинаются с альба. В основании залегают конгломераты, гравелиты с прослоями песчаников мощностью до 6 м, затем следуют известняки черные с прослоями глин и мергели. Мощность альба от 100 до 200 м. К северу мощность отложений увеличивается.

Отложения сеномана и турона представлены мергелями и глинами в нижней части, известняками — в верхней. Мощность 80—150 м.

В отложениях сенона (включая нижний маастрихт) хорошо выделяются все ярусы; они представлены чередованием известняков и мергелей с прослоями известковых глин и алевролитов мощностью 200—350 м.

Образования верхнего маастрихта и датского яруса ложатся с разрывом и начинаются с пачки кварцевых песчаников, алевролитов и песчаных известняков мощностью 20 м. Выше расположена пестроцветная толща конгломератов, песчаников и глин с гипсом. Мощность ее от 60 до 150 м.

Восточнее, в районе Баминана, разрез мела, по данным Е. Буи (Воиух, 1972), начинается с сантонского (возможно, коньякского) яруса, залегающего с резким угловым несогласием на верхнем палеозое, и состоит из известняков, выше которых следует толща мергелей мощностью до 100 м с фауной сантона и кампана. Выше лежащие массивные известняки с рудистами мощностью до 75 м отвечают маастрихтскому ярусу.

В Северном Афганистане, в Банди-Туркестанском прогибе, меловые отложения, по данным В. П. Колчанова и др. (1969), В. И. Браташа и др. (1970), представляются в следующем виде.

Нерасчлененные неоком-аптские отложения сложены красноцветной терригенно-обломочной толщей, выделенной еще К. Грисбахом (Griesbach, 1885) под именем серии Ред-Гри. Альбские отложения представлены известняками, мергелями, гипсоносными глинами и песчаниками. Залегают они со следами слабого размыва на красноцветной толще. Мощность 100—170 м. Фауна фораминифер, пелеципод и аммонитов уверенно фиксирует альбский возраст. Смена континентальных отложений на морские в Северном Афганистане происходит в период от барремского до раннеальбского времени, что свидетельствует о постепенном наступании моря с севера на юг.

Верхнемеловые отложения представлены морскими карбонатными фациями, среди которых могут быть выделены отложения всех ярусов.

Сеноманские и туронские отложения залегают согласно на альбских, а в западных частях прогиба на более древних породах. Сложены они известняками, часто доломитизированными, мергелями и пестроцветными глинами с подчиненными пластами песчаников. Мощность от 100 до 250 м. Фауна радиолярий, нериней, аммонитов достаточно четко определяет возраст.

Отложения сенона (без маастрихта) образуют единую толщу чередующихся известняков, глин и алевролитов. Мощность от 30 до 40 м. Многочисленная фауна позволяет выделить коньякские, сантонские и кампанские отложения. Маастрихтские отложения залегают трансгрессивно. Наступание мелкого моря шло с севера. Маастрихтские отложения представлены доломитами, известня-

ками, мергелями, гипсоносными глинами, песчаниками и реже конгломератами. Мощность 65—130 м.

Датские и палеоценовые отложения связаны в единую толщу известняков, содержащую, изредка, пачки и пласты доломитов, мергелей и глин. И хотя их мощность варьирует от 40 м (у сел. Татар) до 700 м (у сел. Даханитор), они образуют маркирующий горизонт, часто бронирующий поверхность в Банди-Туркестанском прогибе.

Таким образом, верхнемеловые отложения в Северном Афганистане по характеру фаций, мощностей и т. п. полностью соответствуют платформенному типу формаций.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеогеновые отложения широко распространены в Банди-Туркестанском прогибе, в Шеберганской и Кундузской зонах, в Катавазском прогибе и в западной части Фарахрудского прогиба. Относительно небольшие площади слагают они в Банди-Баянской зоне, Аргандабском поднятии, в центральной части Фарахрудского прогиба, а также в ряде новейших прогибов, где располагаются в основании орогенной толщи. Палеогеновые отложения по типу формаций, генезису и мощностям резко отличаются друг от друга (табл. 3). В Катавазском прогибе это — морские, флишеидные, терригенно-обломочные фации геосинклинального типа большой мощности; на севере Афганистана — карбонатно-терригенные маломощные платформенного типа, в новейших прогибах — континентальные красноцветные молассовые, в Герирудском прогибе — терригенно-карбонатные морские и лагунные отложения нижней молассы, на западе Афганистана в Фарахрудском прогибе, Шахристанском массиве и Аргандабском поднятии — вулканогенные и терригенные континентальные — орогенного типа.

В Катавазском геосинклинальном прогибе палеоген составляет основную часть разреза. Его отложения ложатся несогласно на меловые и более древние породы. В основании они имеют пестроцветный конгломерат (до 40—50 м мощности). В нижней части представлены слоистыми известняками, аргиллитами и мергелями. Мощность их в бассейне р. Азра до 400 м, а в районе г. Хоста до 800—1200 м. Здесь среди них появляются пачки вулканогенных пород. Палеоценовый возраст этих пород определяется по двустворкам и простейшим. Выше располагается мощная толща терригенного флиша с прослоями известняков и мергелей, в верхней части встречаются прослой конгломератов и грубых песчаников. Общая мощность флиша до 6000 м. По фауне нуммулитов, двустворок и других нижняя часть флиша относится к раннему эоцену, тогда как верхняя часть отвечает позднему эоцену — раннему олигоцену. Заканчивается разрез пестроцветной толщей

Схема корреляции палеогеновых отложений Афганистана

Система	Отдел	Подотдел	Северный Афганистан, по В. И. Браташу, В. П. Колчанову	Герирудский прогиб, по В. И. Дронову	Фарахрудский прогиб	Катавазский прогиб	
						район Зундихель, по Г. Меннесье	Центральная часть
Новая цень	Олигоцен		Шафайская свита 250 м	Андезиты, базальты, туфы, песчаники	Конгломераты, песчаники	район Зундихель, по Г. Меннесье	Пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты 4000 м
			Сумсарская свита 15—80 м				
	Верхний	Туркестанская свита 400—250 м	Песчаники, конгломераты		Известняки 400 м		
		Средний					Алайские известняки, мергели, глины 50—120 м
	Аргиллиты и песчаники пестрые и		Вулканогенная толща—порфи-	до			

Палеоген	Эо	Нижний	Сузакские песчаники, известняки, глины с гипсом 1500—2000 м	черные с нуммулитами 1500—2000 м	риты, туфы, туфобрекчии 300 м	300 м	Известняки 200 м
Мел	Верхний	Верхний	Известняки, мергели 200—700 м	Известняки	До 3000 м	200—1000 м	Известняки, аргиллиты, мергели, конгломераты 800—1200 м
		Нижний					

конгломератов, песчаников, алевролитов позднего олигоцена — миоцена.

В Северном Афганистане отложения монтского и тенетского ярусов представлены различными известняками, изредка с прослоями доломитов и гипсов. Они образуют так называемую свиту Гури (см. табл. 3), в которой объединены также и датские известняки. Эоценовые отложения представлены тремя хорошо выдержанными свитами: сузакской, алайской и туркестанской. Сузакская свита (ипрский ярус) состоит из песчанистых известняков, часто битуминозных, заглишванных известковистых песчаников, мергелей, глин с гипсом, пласты которого достигают 30 м. Мощность свиты колеблется от 70 до 400 м. Раннеэоценовый возраст устанавливается по многочисленной фауне фораминифер. Отложения алайской свиты представлены чередующимися пластами известняков, мергелей, зеленых глин, иногда конгломератов. Обильные устрицы указывают на лютетский ярус. Мощность от 50 до 120 м. Туркестанская свита, отложения которой слагаются в восточных частях Приамударьинской впадины пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами с редкими прослоями известняков, а в западной части — зелеными и серыми морскими глинами с прослоями песчаников и известняков, имеет мощность до 100 м. В наиболее западных пунктах появляются вулканогенные породы и мощность свиты увеличивается до 250 м. Богатая фауна моллюсков свидетельствует о верхнем эоцене. Отложения олигоцена представлены сумсарской свитой. В восточных частях Кундузской зоны — это пестроцветные породы, чередующиеся пачки и пласты песчаников, алевролитов и глин, иногда встречаются устричники. Залегают отложения олигоцена несогласно с разрывом на породах эоцена. Фауна *Gryphaea sewerzoni* R o m., *Exogyra galeata* R o m., *E. ferganensis* и др. свидетельствует об олигоценовом возрасте. Мощность от 15 до 80 м. Заканчивается разрез олигоцена шафайской свитой (Браташ и др., 1970). Залегает она с небольшим разрывом на более древних породах. Представлена, как и более молодые отложения, в основном красноцветными континентальными речными, дельтовыми, пролювиальными и озерными типами. Фауна бедная, неопределимая. Мощность свиты 250 м.

Палеогеновые отложения на правом берегу р. Герируд в хребтах Паропамиза в значительной мере отличаются как от северных, так и юго-восточных типов. Здесь В. В. Кулаков, В. П. Колчанов и другие описали красноцветные молассовидные и вулканогенные пачки, а позднее В. И. Дронов и другие описали также морские отложения с нуммулитами. Располагаются они в достаточно узкой полосе. Разрез представляется в следующем виде. На известняках датско-монтского возраста с угловым и стратиграфическим несогласием, иногда с конгломератами в основании (до 5 м мощности), залегают пачка песчаников и фиолетовых алевролитов мощностью 100 м. Местами, например к северу от Герата,

она замещается вулканогенной толщей. Выше следует чередование пестроцветных аргиллитов, песчаников, иногда с хорошо выраженной флишевой ритмичностью, но здесь же в песчаниках обнаружены косая слоистость, волноприбойные знаки, следы усыхания. Эти лагунно-континентальные отложения содержат пачки морских черных аргиллитов, мергелей, мергелистых известняков с *Nummulites uroniensis* H u m., *N. brongiarti* A r c h., *N. laevigatus* Br. Мощность 1500—2000 м.

Выше располагается мощная вулканогенная толща: туфы, туфобрекчии, андезиты, дациты с пачками аргиллитов и песчаников. Возможно, что вулканические породы частично фациально замещают верхние части осадочно-терригенной толщи. Мощность вулканогенного комплекса 1000—1500 м, а общая мощность палеогена достигает 3000—4000 м. Возраст средней части толщи по фауне нуммулитов определяется как средний эоцен. В Фарахрудском прогибе, особенно в его западной части, а также в Аргандабском поднятии, палеоген представлен в основном вулканогенными фациями. Излияния были наземными и вся толща вместе с песчаниками, аргиллитами и конгломератами формировалась в период орогенной стадии развития этих зон.

Существенные различия палеогеновых отложений связаны с тем, что различные структуры в это время проходили разные стадии тектонического развития.

Неогеновые и четвертичные отложения описываются нами совместно в связи с тем, что они составляют единый структурно-фациальный комплекс и представлены сходными генетическими типами континентальных отложений.

Расчленение неоген-четвертичных отложений базируется на очень малом количестве фауны: только в Бамианской рифтовой зоне Ж. Лангом (1972) и в Джелалабадском прогибе автором была собрана фауна позвоночных. В Кабульском поднятии были обнаружены мелкие гастроподы и обильная флора.

Неоген-четвертичные отложения в своем большинстве представлены красноцветными или сероцветными континентальными грубообломочными, иногда вулканическими, молассами. Наиболее широко они развиты на юго-западе страны в Сейстанской впадине (на площади свыше 100 тыс. км²), на севере — в Кулябском предгорном прогибе, Кундузской зоне и в Шеберганском выступе, а также на западных окраинах Афганистана и в межгорных прогибах Бамианской рифтовой зоны. В Кулябском предгорном прогибе и в Кундузской зоне верхнеолигоценовые — неогеновые отложения сложены исключительно мощной континентальной молассой. Описание приводится по данным В. И. Браташа.

Верхний олигоцен и миоцен в Кулябском прогибе представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами (шафайская и коштангинская свиты). Разрез начинается пачкой мергелей и брекчиевидных известняков, вверх по разрезу породы грубеют — появляется больше конгломератов. Мощность толщи

в Кулябском прогибе достигает 3200 м. В Кундузской зоне она сокращается до 1000—1800 м.

Отложения плиоцена в Кулябском прогибе развиты наиболее широко и имеют максимальные мощности до 10—14 тыс. м. Они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием с базальными конгломератами в основании и подразделяются (снизу — вверх): на рустакскую, кокчинскую и кешмскую свиты, представленные чередованием алевролитов, конгломератов и песчаников. Конгломераты наиболее развиты в рустакской и кешмской свитах, тогда как кокчинская свита состоит из ритмично (флишoidно) чередующихся песчаников и глин. Общая окраска обычно серая, зеленовато-серая. В основании рустакской свиты встречены вулканические туфы. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о ранне-среднеплиоценовом возрасте разреза. Верхнеплиоценовые — четвертичные отложения наиболее широко развиты в Кундузской зоне, залегают они несогласно, часто с угловым несогласием на нижележащих породах. Подразделяются на мазари-шарифскую и шордарайскую свиты, представлены глинами, алевролитами, песками, галечниками и валунами серовато-зеленого цвета. Мощность 1000—1500 м. В шордарайской свите обнаружены дацитовые туфы и лавы. Возраст устанавливается по сопоставлению с кулябской свитой, развитой на правом берегу р. Пяндж, где обнаружены кости позвоночных франского яруса. В Центральном Афганистане в настоящее время неогеновые и четвертичные отложения подняты на значительную высоту. В свое время они выполняли отдельные впадины, цепочкообразно вытянутые вдоль хр. Паропамиз — Гиндукуш. Наиболее хорошо они изучены в Бамианской впадине (рис. 9, разрез 7). Ж. Ланг (Lang, 1972) выделяет в неогене четыре свиты (снизу — вверх): Докани, Зохах, Калаках, Гулгола. Все они представлены пестроцветными красными, розовыми, зелеными, серыми песчаниками, аргиллитами, конгломератами (галечниками) общей мощностью до 2000 м. В свите Докани, лежащей резко несогласно, встречены песчанистые известняки, мергели и т. п., на основании которых ее можно сопоставлять с шафайской свитой. В свите Калаках описаны вулканические туфы и лавы. Фаціальным аналогом этой свиты является свита Будд. В свите Гулгола Ж. Ланг и Р. Ловакат обнаружили прослой известняков с фауной наземных гастропод, растительных остатков и позвоночных: кости птиц, амфибий, зубы крокодилов и др., свидетельствующие о сарматском возрасте. Плиоценовые отложения залегают резко несогласно. Они сложены свитой Хаджагар, состоящей из травертинов, желтых песчаников и конгломератов. Межгорные впадины, расположенные к западу от Нуристанского массива, выполнены толщей неогена и плейстоцена, сходной с ранее описанной в Бамианском рифтовом грабене.

В Кабульском поднятии (разрез 6) эти отложения объединены в серию Латабанд. Разрез начинается со свиты Бутхак, представленной

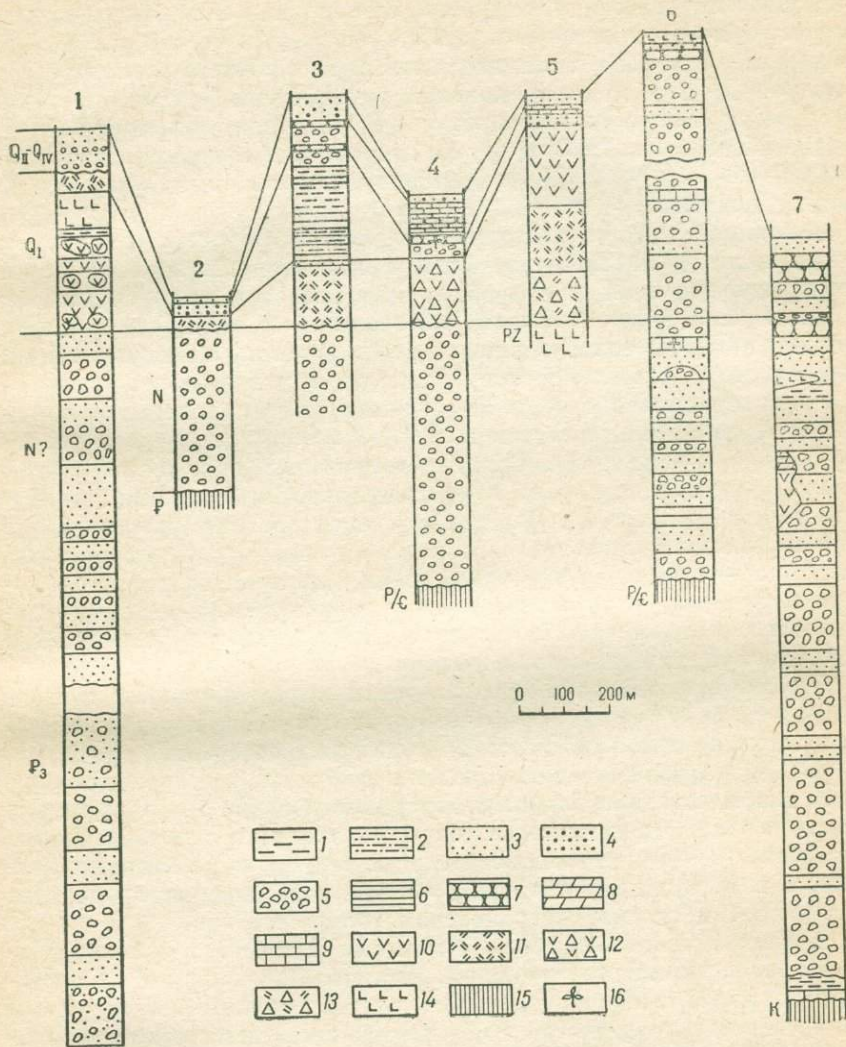


Рис. 9. Схема корреляции неогеновых и четвертичных отложений.

1 — Торособский прогиб; 2 — район оз. Аби-Истада; 3 — район г. Калата; 4 — Сабзак; 5 — Дашти-Наварский грабен; 6 — район г. Кабула; 7 — район г. Бамиана.
 Условные обозначения: 1 — глины; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — песчаники; 4 — песчано-гравийные отложения; 5 — конгломераты и гравелиты; 6 — аргиллиты; 7 — травертины; 8 — мергели; 9 — известняки; 10 — андезиты; 11 — дациты; 12 — туфы среднего состава; 13 — туфы основного состава; 14 — базальты; 15 — донеогеновые отложения; 16 — фауна и флора

красными песчаниками и конгломератами с прослоями глин, выше следует кабульский горизонт: зеленовато-серые пески и песчаники с линзами конгломератов, с прослоями мергелей и известняков, в которых присутствуют остракоды, отпечатки рыб и т. д. Еще выше с хорошо видимым угловым несогласием располагается мощная (до 1000 м) толща конгломератов. Свита Бутхак относится к миоцену. Возраст конгломератов определяется различно: Г. Менессье (Menessier, 1963) и другие относят их к неогену (плиоцену), а В. Гребе (Grebe, 1968) считает раннечетвертичным, ссылаясь на фауну остракод.

Восточнее в Джедалабадской впадине также развиты две толщи: пестроцветная песчано-глинистая и галечная. В верхней части пестроцветной толщи нами обнаружен позвонок лошади, жившей в плиоцене. Таким образом, пестроцветная толща внутренних впадин накапливалась в течение всего неогена, а мощные толщи латабандских конгломератов, лежащие с угловым несогласием, соответствуют плейстоцену. Неоген-четвертичные отложения в пределах Аргандабского поднятия и Тарнакской зоны весьма разнообразны (разрезы 2—4). Среди четвертичных отложений в этих зонах существенную роль играют вулканогенные фации, наиболее хорошо развитые в Дашти-Наварском грабене (разрез 5), где они состоят из трех толщ, связанных с тремя фазами извержений. Нижняя — представлена туфоловами липарит-дацитового состава, средняя — туфами и лавами андезитового, реже андезит-дацитового состава, верхняя состоит из лав и экструзивных тел кислого липарит-дацитового состава.

Время вулканической деятельности определяется по соотношению с террасами как раннечетвертичное. Но не исключено, что начало извержений связывалось с поздним неогеном.

В Сейстанской впадине неоген-четвертичные отложения изучены исключительно слабо. С поверхности почти вся территория покрыта эоловыми грядовыми и барханскими песками четвертичного возраста, галечниками аллювиальных террас, обработанных ветром, и т. п. Судя по отдельным обнажениям, под четвертичными отложениями лежит пестроцветная толща неогена.

В южной части Сейстанской впадины вскрывается более полный разрез верхнеолигоценовой, неогеновой молассы и вулканогенных пород антропогена. Этот разрез впервые изучен нами совместно с сотрудниками Кабульского политехнического института (О. В. Кононов, В. П. Дядин и С. Атикулло) в 1972 г. по р. Лоудор (разрез 1). Молассовые отложения представлены толщей чередующихся, иногда ритмично, красных конгломератов, гравелитов, песчаников. Выше с угловым несогласием залегает вулканогенная серия раннечетвертичного возраста, в которой различается три толщи:

нижняя — представлена туфами, туфобрекчиями и лавами дацитового и андезит-дацитового состава; в нижней части породы светло-серые, а в верхней красноцветные; мощность 100 м;

средняя состоит из красноцветных туфобрекчий с редкими пластами андезитов, мощность 120 м;

верхняя сложена андезит-базальтовыми лавами; в основании толщи в ряде мест встречены туфобрекчии; мощность 80—100 м.

Самыми молодыми членами вулканической серии являются дацитовые экструзии, образующие нежки и купола. Выше вновь несогласно залегают конгломераты и песчаники, слагающие террасы рек. Суммарная мощность их до 100 м.

Олигоцен-неогеновый возраст описанных отложений устанавливается весьма условно. В красноцветной молассе в смежных районах Белуджистана, на горе Саиндаг Е. Вреденбург (Vredenburg, 1901) указывает фауну: *Corbula* sp., *Cardita* sp., *Natica* sp., *Turitella* sp., по его мнению, свидетельствующую об олигоценовом возрасте.

Вулканогенная толща по петрографическому составу сходна со средней и верхней толщами дашти-наварского вулканического комплекса. Здесь, на р. Лоудор, она перекрывается аллювием второй надпойменной террасы. Галька вулканических пород встречается в аллювии третьей надпойменной террасы. Таким образом, наиболее вероятен древнечетвертичный (или, возможно, плиоценовый) возраст извержений, т. е. синхронный дашти-наварским вулканам.

Сопоставляя все разрезы неоген-четвертичных отложений, по-видимому, можно прийти к выводу, что стратиграфический объем континентальной красноцветной молассовой формации неодинаков: в Торосбобском прогибе она начала формироваться с олигоцена и охватила весь неоген; в Кулябском прогибе накопление молассы началось с верхнего олигоцена и завершилось в раннечетвертичное время; в Бамианской рифтовой зоне — также с верхнего олигоцена до конца неогена; во внутренних впадинах Юго-Восточного Афганистана накопление ограничивалось неогеном.

ОБЛАСТИ ДОВЕНДСКОЙ КОНСОЛИДАЦИИ

Области древнейших структур Афганистана вначале, по-видимому, образовывали единую полосу консолидированных участков, которая позднее была разобщена и на отдельных площадях переработана более поздними тектоническими движениями. Время консолидации отдельных блоков в этой полосе различно, в связи с чем на северо-востоке ее выделяется добайкальский Нуристанский срединный массив, а на юго-западе — байкальский Шахристанский срединный массив.

НУРИСТАНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

В части геологического изучения Нуристанский срединный массив долгое время оставался белым пятном. В последние годы существенный вклад в изучение его северной части внесли работы А. И. Майорова и др. (1964), южной части — работы В. М. Народного, С. Шваркова, Ш. Ш. Деникаева и других, проведенные в 1969—1971 гг. Материалы этих работ, а также результаты наших исследований в южной части массива, проведенных в 1969—1972 гг., положены в основу описания массива.

Структурно-формационные комплексы. В пределах Нуристанского срединного массива выделяются: добайкальский комплекс фундамента и четыре комплекса чехла — филлитово-сланцевый (рифей), аспидно-сланцевый (пермь — лейас), терригенно-карбонатный (поздний мел — палеоген) и неотектонический молассовый. Кроме того, весьма существенную роль в строении массива играют магматические формации, связанные с добайкальскими, киммерийскими, альпийскими и неотектоническими движениями.

Добайкальский комплекс. Отложения добайкальского комплекса (включая магматические породы) в Нуристанском массиве (без Ваханского коридора) занимают не менее 80% поверхности. Добайкальский комплекс подразделяется на два подкомплекса, разделенные слабым несогласием. Отложения нижнего подкомплекса на юге зоны мощностью более 3000 м представлены парагнейсами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, мигматитами с прослоями кальцифиоров, слюдястыми сланцами. В верхнем подкомплексе мощностью 3000—4000 м развиты слюдястые сланцы, кварциты, амфиболиты, слои и пачки мраморов. Мраморы очень изменчивы в мощности, иногда наблюдаются их раздувы до 500—600 м. По-видимому, это были биогермные тела. Характер-

ными особенностями комплекса фундамента являются: литологическое однообразие разреза, большие мощности, отсутствие перерывов, значительный метаморфизм в альмандин-амфиболовых фациях (по Тернеру). Первичные черты осадочных пород трудно распознаваемы, но все же по ряду признаков можно говорить, что здесь, в основном в условиях мелкого моря, отлагались терригенная мелкообломочная, вулканогенная и карбонатно-терригенная (вверху) формации. В пользу морских мелководных условий свидетельствуют пласты и пачки мраморов — бывших органических известняков, комплекс спор. Несколько удивляет отсутствие грубообломочных фаций — конгломератов, брекчий и т. п. Отсутствие стратиграфических и угловых несогласий свидетельствует об едином комплексе и об относительно ограниченном временном интервале формирования данных осадков.

Протерозойские породы смяты достаточно интенсивно. Линейные складки в основном юго-западного простирания, прослеживаются на первые десятки километров и обычно ограничиваются магматическими телами или разрывами. В юго-западной части массива простирание пород западно-юго-западное (приближающееся к широтному). Наклоны крыльев складок $40-60^\circ$, вблизи разрывов до $70-80^\circ$. Ширина складок обычно 1—2 км. Как правило, складки прямые или косые. Мелкие складки II и III порядков часто осложняют структуру. Замки крупных складок не видны, но характеризуются более пологими залеганиями слоев, особенно в синклиналях, или зоной разрыва. Замки складок, по-видимому, уплощены, имеют большой радиус кривизны. Иногда, например в районе сел. Дараинур, в известняках верхней толщи протерозоя, хорошо наблюдается замок синклинали. Шарнир складки здесь воздымается на запад-юго-запад.

Частое сходство простираний складок в породах протерозоя и пермо-триаса весьма затрудняет выяснение возраста складкообразования и относительного значения добайкальских и киммерийских фаз складчатости. Резкие угловые несогласия между этими комплексами свидетельствуют о том, что породы протерозоя были смяты достаточно интенсивно еще до киммерийских движений. Еще труднее выделить древние байкальские разрывные нарушения, поскольку они, видимо, играли меньшую роль, чем позднекиммерийские.

Зарождение крупнейших разломов, ограничивающих Нуристанский массив с юго-востока (Кунарский разлом) и северо-запада (Рушано-Пшартский разлом, переходящий на юго-западе в Панджширский), произошло в палеозое, но позднее они неоднократно омолаживались. Большинство же разрывных структур внутри массива, так же как и надвиги на юго-западной (с Кабульским поднятием) и на южной (с Джелалабадским прогибом) границах, несомненно, молодые: позднекиммерийские, альпийские и неотектонические.

Нижний комплекс чехла выделяется в значительной мере условно на основании того, что в верховьях р. Кокчи его отложения располагаются с угловым несогласием на нижележащих породах (устное сообщение Н. И. Фомина в 1972 г.) и метаморфизованы слабее, чем отложения фундамента — в условиях фации зеленых сланцев. Выявлены эти отложения в очень ограниченном числе пунктов и поэтому на тектонической карте (см. приложение) не выделены. Отложения нижнего комплекса в бассейне р. Кокчи представлены кварцитами, зелеными хлорит-сланцевыми и тальковыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков. Видимая мощность нижнего комплекса до 500 м.

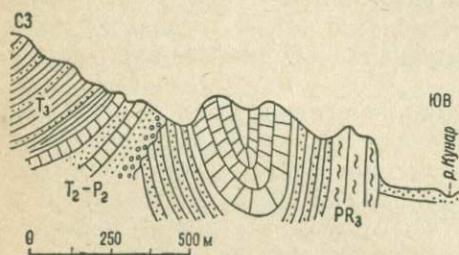


Рис. 10. Схематический разрез Алингарского грабена у сел. Нургаль

В южной части Нуристанского массива к этому комплексу С. Шварков и другие относят толщу мраморов и доломитов (внизу) мощностью до 600 м, а также кварциты и слюдястые сланцы с прослоями мраморов в верхней части разреза мощностью 700 м. Автором в составе этого комплекса в бассейне р. Кунар обнаружены,

кроме того, серые метагравелиты и пудинговые кварциты. По возрасту нижний комплекс может соответствовать верхнему протерозою.

Доверхнепермские отложения на массиве не обнаружены. Вполне возможно, что они не отлагались, так как массив в то время испытывал общее поднятие, но если же они и накапливались, то были маломощны и в предпермское время были денудированы.

Второй (киммерийский) комплекс чехла залегает на метаморфических породах добайкальского комплекса с резким угловым несогласием. Это несогласие на севере Нуристанского массива, в районе р. Анджуман, наблюдал Е. Майоров, а на юге, в долине р. Кунар, у сел. Нургаль (рис. 10), описано нами. Угловое несогласие здесь достигает 45° , и структурные планы добайкальского комплекса и комплекса чехла различны, хотя простирание их одинаковое — западно-юго-западное.

В основании киммерийского комплекса залегают мраморизованные известняки, мергельные доломитовые сланцы с прослоями филлитов и песчаников общей мощностью 150—300 м. Иногда под ними наблюдается базальный горизонт метапесчаников, гравелитов и брекчий.

Основная часть комплекса представлена чередованием черных аспидных сланцев и метаалевролитов с пластами песчаников. Сланцы преобладают, песчаники иногда образуют частые, иногда

редкие прослой. Ритмичность обычно нечеткая, но на отдельных интервалах толща приобретает флишевый облик. Сланцы часто графитизированы, в них встречаются обугленные растительные остатки. В верховьях р. Кокчи, в верхней части сланцевой толщи встречены пласты серых известняков и мергелей. В южных частях Нуристанского массива в Алингарском грабене среди сланцев обнаружены пласты туфов среднего состава мощностью по 2—5 м. Мощность нижнего комплекса 2—2,5 тыс. м.

Весь облик комплекса, его состав, распределение мощностей и т. д. свидетельствуют о том, что эта формация накапливалась в узких, но глубоких, интенсивно опускающихся морских проливах с невысокими берегами. Контуры проливов в основных чертах совпадали с теми грабенами, в которых сейчас обнажаются эти отложения.

Возраст аспидно-сланцевой формации определяется как триас-лейасовый, что доказывается стратиграфическим положением ее между палеонтологически охарактеризованными верхнепермскими и среднеюрскими отложениями и сходством разреза с центрально-памирским, в котором обнаружена поздне триасовая фауна. Наши находки фауны брахиопод и пелеципод в Алингарском грабене и в верховьях р. Кокчи не противоречат этому, а флора, найденная в 1958 г. у сел. Ишкашим геологами Х. Савата и Д. Хунгер, свидетельствует о юрском возрасте.

Отложения киммерийского комплекса интенсивно смяты в крупные складки шириной от одного до нескольких километров. Складки линейные, вытянуты в юго-западном направлении, причем на юго-востоке приближаются к широтному, а на севере — к меридиональному. Восстановить общую картину структуры невозможно в связи с тем, что отложения киммерийского комплекса выходят на удаленных друг от друга небольших по площади участках.

В долине р. Алингар отложения перми и триаса образуют крупную антиклиналь с углами падения крыльев $50-60^\circ$, вытянутую в направлении СВ 40° — ЮЗ 220° ; в южной части складка разворачивается и простирается в направлении СВ 80° — ЮЗ 260° . В замке антиклинали выходят известняки перми, на крыльях — отложения триас-лейаса (?), ширина складки 5—7 км. Крылья складки оборваны крупными сбросовыми постскладчатými нарушениями, с которыми связано внедрение гранитоидов. В долине р. Кабул складка осложнена очень крутыми — изоклинального типа, мелкими складками и целой серией разрывов. Разрывные нарушения в ее пределах вообще очень часты. На северо-западном крыле складки, вблизи свода, на протяжении 800 м мы зафиксировали пять субпараллельных продольных крутых сбросовых нарушений. Они сопровождались брекчированием пород и микро-складками. Вся Алингарская структура располагается в грабене, окруженном интрузиями.

Очень сходная структура, также внутри грабена, фиксируется северо-западнее, в верховьях р. Алишанг к северо-востоку от сел. Мушенхель. Складка здесь имеет то же простирание, что и Алингарская, но в отличие от нее здесь сохранилась крупная синклинальная структура. На юго-восточном краю массива по правобережью р. Кунар пермо-триасовые отложения слагают южное крыло крупной синклинали. Северное крыло этой структуры уничтожено интрузией гранитов. Простирание моноклинали здесь восточно-северо-восточное, триасовые филлиты падают на СЗ $340-350^\circ$ под углом $50-60^\circ$.

В северной части массива триасовые сланцы образуют также крупные складки северо-восточного простирания, но по сравнению с южными эти складки более пологие, так, например, на левом берегу р. Аджуман крылья складки наклонены в основном под углом $20-25^\circ$. Продольные разрывы крыльев здесь также многочисленны. С этими разрывами часто связаны дайки диабазов. Таким образом, общий характер мезозойских структур следующий: простирание северо-восточное, крутизна крыльев средняя, размах складок большой, складки почти всегда обрезаны разломами. Вполне вероятно, что крутизна складок связана с блоковыми движениями по этим разломам.

Третий — мел-палеогеновый комплекс чехла. Отложения этого комплекса на массиве встречаются редко, Ш. Ш. Деникаев и другие обнаружили их только в верховьях р. Кокчи, где они представлены красноцветными конгломератами и рудистовыми известняками. В конгломератах встречена галька метаморфических пород и гранитов. Мощность этих отложений не более $50-100$ м. Все эти породы, по-видимому, отлагались в небольших межгорных впадинах, в которые временами ингрессировало море.

Четвертый комплекс чехла в пределах зоны занимает также наибольшие пространства. Отложения его известны вдоль южной границы зоны, на севере массива в долине р. Зобак и в северо-восточной части Ваханского коридора. Повсеместно это грубо-обломочные, красноцветные отложения: конгломераты, песчаники, реже аргиллиты и мергели, т. е. типичные отложения грубой молассы, образовавшейся в межгорных впадинах, в долинах горных рек. Мощность этих образований достигает несколько сотен метров. На Юго-Западном Памире С. И. Клушников (1934) выделял фации тиллитов, флювиогляциальных песков, озерных мергелей, аллювия. Возраст этого комплекса по спорам и пыльце, а также по фауне позвоночных определяется как олигоцен-неогеновый. Данная формация бесспорно является молассовой, формирующейся в орогенный период.

Отложения верхнего комплекса полого смяты. В южной части массива к северо-западу от Джелалабада пласты неогена наклонены под углом $10-15^\circ$ и образуют большие моноклинали. Это — крылья пологих брахиформных складок. Но иногда они смяты более интенсивно; так, например, на севере в районе с. Зобак,

неогеновые отложения имеют углы падения до 30—35°. Складки разорваны сбросами, вдоль которых наблюдаются тектонические брекчи и зеркала скольжения. По-видимому, здесь проходит крупный сброс (может быть, система сбросов) восточно-северо-восточного простирания, который определил большую сложность складчатой структуры.

Тектоно-магматические комплексы. Магматические породы в строении Нуристанского массива играют огромную роль. Подавляющее большинство интрузий связано с магмой кислого состава: граниты, кварцевые диориты, диориты. Интрузии основного состава представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами. Ультраосновные породы (пироксенит и др.) встречаются очень редко и образуют малые тела. Очень существенной структурной особенностью почти всех магматических тел являются вытянутость в северо-восточном направлении (см. приложение) и связь с крупными разрывными нарушениями. Только вблизи юго-западного края массива интрузивные тела вытянуты в широтном (Джелалабадский массив) и северо-западном (Тагабский массив) направлениях.

В пределах массива выделяются интрузии допалеозойские, связанные с добайкальским геосинклинальным комплексом, мезозойские, связанные с различными стадиями киммерийской и раннеальпийской активизации, и, наконец, кайнозойские, вызванные процессом альпийской и неотектонической активизации. Возраст интрузивных тел определяется весьма условно и почти исключительно на геологических критериях, поскольку определения возраста геохимическими и радиологическими методами единичны. Кроме того, они в применении к интрузивным породам Нуристанского массива и Юго-Западного Памира часто дают необычайно малые цифры (омолаживают породы). Это явление отмечалось и для Гималаев Д. П. Резвым в послесловии к русскому изданию книги А. Гансера (1967) и Б. А. Петрушевским (1973).

Допалеозойские интрузивные породы развиты в юго-западной части срединного массива. Здесь, на левобережье р. Панджшир, в хр. Кохи-Кивешт, и в верховьях р. Алишанг, развито свыше 10 крупных тел; самое большое из них Кивештское имеет в длину около 70 км при ширине до 15 м. Породы представлены гранито-гнейсами, ортоамфиболитами, аплитами и пегматитами, прорывающими кристаллические сланцы. Интрузивные образования метаморфизованы и смяты совместно с осадочными породами байкальского комплекса.

Мезозойские интрузивные породы играют главную роль в строении срединного массива. Распространены они в основном в центральной части. Именно здесь располагается самый крупный (250 × 40 км) Нуристанский гранитоидный батолит, ограниченный крупными разломами. Петрографический состав пород сложный: двуслюдяные граниты, пегматоидные граниты, плагиограниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, большое количество

пегматитов. С этим комплексом связаны также и основные породы габбро, габбро-диориты. Возраст этих интрузивов В. М. Народный и другие определили как юрско-раннемеловой. В то же время К. Ф. Стажило-Алексеев (1973), опираясь на определения абсолютного возраста, считает, что большая часть этих гранитоидов, в том числе и Нуристанский батолит, олигоценного возраста. Против этого предположения говорят находки в верховьях р. Кокчи многочисленной гальки гранитоидов среди верхнемеловых конгломератов. Косвенным доказательством мелового возраста аляскитовых гранитов в районе Сарысангского месторождения лазурита является также и то, что абсолютный возраст флогопита из скарнов, связанных с этими гранитами, равняется 70 млн. лет (Ахмед Кули зия Зада, 1971).

Кайнозойские интрузивные породы, кислые по составу (граниты), встречаются в юго-западной части Нуристанского срединного массива. Возможно, что они более молодого палеогенового возраста. Так, например, абсолютный возраст гранитов Джелалабадского массива 17 млн. лет.

ШАХРИСТАНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Шахристанский срединный массив хорошо фиксируется на геологических картах по непрерывным выходам протерозойских отложений фундамента в северо-восточной части и по обнажениям полого смятого пермского чехла массива в юго-западной части.

Форма и структурное положение Шахристанского массива дали возможность В. И. Славину и С. Х. Мирзоду (1969), А. Н. Демину (1973), И. М. Сборщикову и др. (1973) относить его к геантиклинальной структуре раннеальпийской складчатой области. В то же время В. В. Кулаков (1970), В. Г. Казьмин (1969), С. С. Карапетов (1971), Ю. С. Перфильев (1973) и другие, анализируя тектоническую историю и характер складчатости, считали этот массив частью большого Гильмендского срединного массива.

Шахристанский срединный массив ограничен с северо-запада и севера Гильмендским глубинным разломом, с юго-востока — Сафидабадским. Эти зоны разломов наклонены на юго-восток и таким образом весь Шахристанский блок надвинут в северо-западном направлении на Фарахрудский геосинклинальный прогиб.

Структурно-формационные комплексы Шахристанского срединного массива. В его пределах выделяется четыре структурно-формационных комплекса: добайкальский (ранний — средний протерозой), байкальский (поздний протерозой), палеозойско-триасовый и орогенный (неотектонический). Первые два комплекса образуют фундамент массива и отражают геосинклинальный период развития.

Добайкальский комплекс обнажается вдоль северо-западной границы массива в узком (от 10 до 20 км) блоке. В слагающих его

породах выделяются две толщи. Нижняя представлена сильно метаморфизованными гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и мраморами; верхняя — сложена слюдяными сланцами, кварцитами, мраморами (Кунарская серия, по С. Карапетову).

По степени метаморфизма породы нижней толщи отвечают альмандин-амфиболовой фации; верхняя — метаморфизована слабее, но перерыва и несогласия с нижележащей толщей нет, и потому мы объединяем их в один комплекс. Мощность этого комплекса не менее 6—7 км. С ним связаны магматические проявления варазского интрузивного комплекса, представленного гнейсо-гранитами, гранитами, плагиогранитами. Возраст интрузий обосновывается галькой плагиогранитов в конгломератах позднего протерозоя. Таким образом, развитие средне-позднепротерозойской геосинклинали здесь завершилось эпохой (фазой) складчатости и магматизмом, которые можно сопоставлять с вышеописанными на Нуристанском срединном массиве. В процессе этой эпохи создалась своеобразная структура. Добайкальский комплекс дислоцирован значительно интенсивнее, чем более молодые комплексы. Углы падения в породах Варазского блока 70—90°. Характерна пloyчатость, гофрировка и микроскладки. Крупные крутые моноклинали обычно обрываются сбросами, но скорее всего они являются крыльями изоклиналильных складок. Падения их крыльев СЗ 320—340°, угол 85° и ЮВ 140—150°, угол 60—85°. Все выходы нижнего структурного яруса оконтурены более молодыми сбросами, в связи с чем Варазский блок представляет собой горст протяженностью свыше 250 км. На западе, у с. Каджаран, блок погружается на запад, смещается более молодым сдвигом и затем появляется вновь в 70 км в верховье р. Мусакала, где простирание пород фундамента более отклонено к югу (см. приложение).

Байкальский комплекс состоит из отложений верхнего протерозоя, вскрытая мощность которых достигает 3500 м. В основании комплекса лежат конгломераты и кварциты. Выше залегают кварцмусковитовые, кварц-биотитовые, хлорит-серицитовые сланцы, филлитизированные аргиллиты, песчаники, мраморизованные известняки. В средней части сланцы бывают вишнево-красные и зеленые. Породы верхнего яруса фундамента представляют собой геосинклинальную формацию, близкую к формации аспидных сланцев. Развита эта порода в восточной части массива. Здесь они прорваны большими (по площади) интрузиями гранитоидов позднемелового возраста (Демин и др., 1971). Отложения верхнего яруса метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Вышележащие палеозойские отложения, налегающие на верхнепротерозойские, имеют совершенно иной структурный план, угловые несогласия достигают 60°. Все это свидетельствует о наличии основной, главной для Шахристанского срединного массива, эпохи складчатости в верхнем рифее. Судя по соотношениям

с другими зонами, складчатость происходила в предвендское время и может считаться раннебайкальской. В результате отложения верхнего структурного яруса фундамента были смяты в крупные прямые складки север-восточного простирания. В центральной части массива на пересечении через сел. Шахристан выделяется шесть таких складок (три синклинальные и три антиклинальные). Средняя ширина каждой складки 600—900 м. Углы наклона крыльев 50—70°. Иногда крупная складка бывает осложнена более мелкими шириной в 30—50 м, но также с крутыми углами наклона крыльев. Вся структура байкалид погружается в юго-западном направлении.

Палеозойско-триасовый комплекс слагает нижний структурный этаж чехла срединного массива. Основание чехла массива слагают терригенно-карбонатные отложения фаменского яруса, мощностью 150—200 м, залегающие с угловым несогласием на отложениях протерозоя. Выше вновь со стратиграфическим несогласием располагается терригенная толща (кварцевые песчаники, алевролиты с пластами известняков) нижней перми с весьма непостоянной мощностью (от 0 до 300—500 м). На них лежит карбонатная серия пород верхней перми — триаса мощностью 1300—1600 м, представленная известняками, доломитами, брекчиями и т. п. Эта серия развита в основном в юго-западной части массива, и в отдельных разрезах ее мощность более 2000 м. В результате в наиболее приподнятых краевых блоках, например, в Шакарском на запад-северо-западе массива (в верховьях р. Мусакала) или в Бадакском на юго-юго-востоке его, под палеозойско-триасовым комплексом вскрываются породы фундамента.

Отложения *орогенного комплекса*, представленные песчаными молассоидными отложениями, занимают малые площади и существенного значения не имеют.

Структуры чехла Шахристанского срединного массива. Отложения чехла смяты в очень пологие брахискладки платформенного типа. Длина складок 20—30 км, ширина 10—12 км. Замки складок очень плоские, корытообразные у брахисинклиналей и пологосводовые у брахиантиклиналей. Крылья складок наклонены под углами 10—15°. Местами крылья осложнены «волнистостью» — очень пологими изгибами, например у водохранилища Каджакай на р. Гильменд. В плане складки образуют цепочки: так на правом берегу р. Гильменд на простирании Сангийской брахиантиклинали находится Дехравудская и, наконец, Бадакская брахиантиклинали. Время образования этих пологих брахискладок следует связывать с периодом раннеальпийской складчатости. Шахристанский массив на юго-западе скрывается под неогеном Сейстанской впадины. Разломы, окаймляющие массив, на основании аэромагнитной съемки (Восин, 1970) прослежены в пустыне Сейстанской впадины. Разлом юго-восточного края массива становится субширотным и идет на сближение с северо-западным. Таким образом, можно предположить, что на юго-западе массив исчезает.

На востоке массив смещен по Унайскому сдвигу и частично перекрыт надвигом Хаджигекской зоны, но вполне вероятно, что еще далее на восток выступает в горах Пагмана.

На Шахристанский срединный массив как по истории развития, так и по структуре весьма похожа южная часть Банди-Баянского блока. Возможно, что это два крыла некогда единого массива, разделенные позднее Фарахрудским геосинклинальным прогибом.

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В позднем палеозое герцинская складчатая область занимала всю северную часть Афганистана. В орогенный период герциниды были разбиты на блоки, развивающиеся в дальнейшем по-разному.

В настоящее время (см. приложение) в восточной части герцинской области располагается приподнятый блок герцинского фундамента — Бадахшанская складчатая система. Эту систему продолжает также приподнятый сложно построенный блок — Банди-Баянская зона. Вдоль южного края герцинид расположен Сафедкохский краевой прогиб, возникший в начале орогенного этапа развития области. Севернее, вдоль северного склона Банди-Туркестанского хребта, располагается еще один блок с герцинским фундаментом — Шеберганский выступ Туранской плиты. От Бадахшанской системы и Банди-Баянской зоны он отделен киммерийским Банди-Туркестанским прогибом.

БАДАХШАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА И БАНДИ-БАЯНСКАЯ ЗОНА

Структурно-формационные комплексы Бадахшанской складчатой системы. На востоке Бадахшанская система граничит с Сафедхирским геосинклинальным прогибом, Нуристанским средним массивом и Кабульским геоантиклинальным поднятием. На западе она ограничена Кулябским предгорным прогибом и Банди-Туркестанским геосинклинальным прогибом. На юге к ней примыкают Аргандабское геоантиклинальное поднятие, Шахристанский срединный массив и Фарахрудский геосинклинальный прогиб. От Банди-Баянской зоны Бадахшанская складчатая система отделена разломом и сдвиговым нарушением. Эта система по структурным особенностям делится на Бадахшанскую и Хаджигекскую зоны, разделенные разломами и, возможно, поперечным прогибом, выполненным отложениями триаса.

Главную роль в строении Бадахшанской складчатой системы играют допалеозойские и ниже-среднепалеозойские отложения.

В пределах складчатой системы выделяется восемь структурно-формационных комплексов: добайкальский геосинклинальный, байкальский геосинклинальный, байкальский орогенный, герцинский парагеосинклинальный, герцинский геосинклинальный, герцинский орогенный, платформенный (мел-палеогеновый) и нео-

тектонический орогенный. Существенное значение здесь имеют магматические комплексы.

Добайкальский геосинклинальный комплекс наиболее широко развит в Бадахшанской зоне. Его отложения представлены в нижней части толщей биотит-гранатовых гнейсов с силлиманитом и мигматитами с тонкими прослоями мраморов и амфиболитов. Мощность толщи в районе Файзабада свыше 4000 м. Верхнюю часть комплекса составляет толща сланцеватых сильно слюдистых гнейсов, содержащая прослой и пачки мраморов (рабатская свита), мощность ее более 3000 м. Метаморфизм этих пород соответствует амфиболовой фации. В целом это геосинклинальные терригенно-обломочная и вулканогенно-терригенная формации.

Все отложения комплекса интенсивно дислоцированы: складки в них очень разнообразны. Крупные линейные складки северо-восточного простирания осложнены складками более низких порядков, вплоть до плейчтости. В то же время в этих породах описываются крупные брахиформные структуры, например, на крайнем севере в пределах Джавайского выступа. Резкие угловые несогласия с вышележащим байкальским комплексом и существенные различия в степени метаморфизма свидетельствуют о наличии одной или нескольких фаз складчатости между этими комплексами. Общий структурный план добайкальского и байкальского комплексов отличается слабо. По-видимому, это связано с более поздней, сильной, единой для обоих комплексов, переработкой.

Отложения байкальского геосинклинального комплекса распространены в северной и юго-западной частях Бадахшанской зоны и в юго-восточной части Хаджигекской зоны. На севере Бадахшанской зоны они представлены амфиболитами, порфироидами, зелеными хлорит-эпидотовыми сланцами, а также кварц-слюдяными, полевошпат-кварцевыми, углистыми и известковистыми сланцами мощностью 2000—4000 м; в юго-западной части — зеленовато- или фиолетово-серыми кварц-слюдяными и амфибол-слюдяными сланцами, чередующимися с полевошпат-кварцевыми известковистыми и углистыми сланцами, с прослоями конгломератов и мраморовидных известняков в средней части разреза. Мощность этих отложений свыше 2500 м. В Хаджигекской зоне отложения байкальского геосинклинального комплекса состоят из кварц-серицитовых сланцев, андезитовых и диабазовых туфов, пластов мраморов и доломитов. Мощность этих отложений в районе месторождения Хаджигек свыше 3,5 тыс. м.

Байкальский орогенный комплекс в Бадахшанской зоне представлен толщей красноцветных конгломератов и песчаников мощностью до 1100 м, а в Хаджигекской — железорудной терригенно-вулканогенной формацией, содержащей линзы известняков. По возрасту отложения орогенного комплекса, по-видимому, отвечают венду и, может быть, кембрию.

Герцинский парагеосинклинальный комплекс в юго-западной части Бадахшанской зоны образован терригенно-карбонатной

формацией, состоящей из тонкослоистых темных известняков, имеющих отдельные прослои филлитов и пачки эффузивных пород, связанных с подводными излияниями. Общий облик формаций, вулканические образования и т. п. свидетельствуют, что данный комплекс, в том числе и карбонатные толщи, является образованием геосинклинального прогиба, и потому мы не можем согласиться как с мнением Вольфарта (Wolfart, 1967), что это платформенные формации, так и с мнением В. П. Колчанова и др. (1971) о квазиплатформенном режиме в период формирования сияхдаринской и дурамбакской свит. В Хаджигекской зоне отложения этого комплекса представлены известняками.

Герцинский геосинклинальный комплекс развит в северной и центральной частях Бадахшанской зоны и в северной и южной окраинах Хаджигекской зоны.

В Бадахшанской зоне геосинклинальный комплекс сложен аспидно-сланцевой и вулканогенно-терригенной формациями. Наиболее мощные разрезы этого комплекса имеются на севере Бадахшанской зоны. Отложения геосинклинального комплекса здесь залегают на нижележащих с угловым и стратиграфическим несогласием, хотя коренной перестройки структурного плана не было. Они представлены мощной (до 7500 м) вулканогенно-терригенной толщей, состоящей из эпидот-актинолитовых, хлорит-альбит-актинолитовых и других сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма.

В центральной части Бадахшанской зоны и в Хаджигекской зоне герцинский геосинклинальный комплекс начинается с карбонатной пачки верхнего девона мощностью от 800 до 900 м. Залегает она со стратиграфическим несогласием. Выше располагается мощная толща (более 2500 м) аргиллитов и алевролитов с пластами и пачками кварцитовидных песчаников. В верхней части толщи встречаются туфы, аналогичные формации аспидных сланцев, т. е. типичная гильмендская серия в понимании Г. Гайдена. Возраст этих отложений не уточнен. На основании тесной связи отложений с верхним девонем, они, скорее всего, раннекарбонные; в то же время их сходство с отложениями, развитыми в Наварском синклинии, где была найдена фауна среднего карбона, заставляет считать их более молодыми.

Складчатая структура Бадахшанской складчатой системы создавалась в позднем палеозое, по-видимому, в процессе двух фаз складчатости. Складки были достаточно простые большого радиуса, прямые с углами наклона крыльев не более 50° . Выделение и описание их затруднено в связи с большим количеством более поздних разломов, разбивших всю систему на отдельные блоки, в которых складчатая структура выступает только в виде отдельных моноклиналей.

В южной части Хаджигекской зоны, в горах Туркмана, складчатая структура сохранилась лучше, чем в Бадахшане. Здесь в однородной толще нижнего карбона выделяются три полные

складки северо-восточного простирания. Складки прямые — ширина каждой из них по 2—3 км. Наклоны крыльев 30—50°. Вблизи южного края Туркманского выступа складки становятся

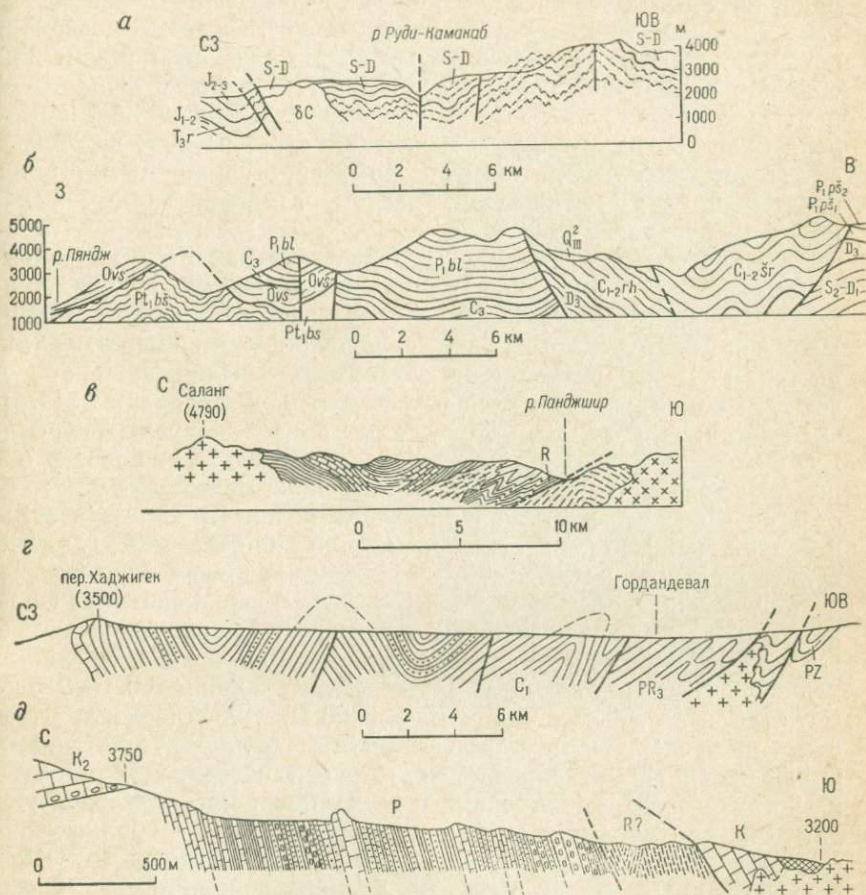


Рис. 11. Геологические профили через Бадахшанскую складчатую систему.

а — через северный склон Гиндукуша в районе сел. Дуран-Намакаб (по Михайлову и Колчанову); б — через Северный Бадахшан вдоль р. Пяндж; в — через Гиндукуш в районе пер. Саланг (по Булину); г — через Туркман; д — через хребт Даран-Хазя (по Буи)

более сжатыми, опрокидываются на юг (рис. 11, г), что связано, по-видимому, с надвигом.

В северной части Хаджигекской зоны расположена узкая Хаджигарская синклинали, прослеживаемая на большое расстояние; в ядре ее выходят породы нижнего карбона, а на крыльях — нижнего, среднего палеозоя. На ее восточном продолжении, на южном склоне Гиндукуша, наблюдается обширная Салангская синклинали, сложенная также породами палеозойского комплекса

(рис. 11, в). На юге, приближаясь к р. Панджшир, южное крыло Салангской синклинали сминается в изоклинальные наклонные складки и надвигается в южном направлении. Крупная антиклиналь, располагающаяся в центре хр. Гиндукуш, прорвана огромным сложным Гиндукушским гранитным массивом, внедрение которого связано с киммерийским магматическим циклом. Все складки в северной части Хаджигекской зоны субширотного простирания, так же как и интрузивные тела. Вблизи 36-й параллели простирание структуры меняется с субширотного на северо-северо-восточное, причем сменяется резко. По-видимому, здесь имеется крупный поперечный разлом, замаскированный большими интрузивными телами.

В Бадахшанской зоне тип складчатости как в байкальском, так и в герцинском геосинклинальном комплексе сохраняется: такие же прямые, открытые, умеренно сжатые линейные складки. В бассейне р. Кокча простирание складок становится меридиональным и, наконец, в Северном Бадахшане, в Пянджском районе, вновь приобретает северо-северо-восточное направление (рис. 11, б). О разрывных дислокациях, созданных в каменноугольное время, говорить трудно, так как их невозможно отделить от более молодых. Несомненно, что разлом, отделяющий Бадахшанскую зону от Нуристанского массива, уже существовал. Крупные разломы в Северном Бадахшане, ограничивающие нижнекаменноугольный вулканический комплекс, образовались в верхнем палеозое.

Герцинский орогенный комплекс. Средне(?)-верхнекаменноугольные — нижнепермские отложения в Бадахшанской зоне начинаются с карбонатной формации: известняки, доломиты с прослоями углисто-глинистых сланцев. Мощность их около 700 м. Выше согласно залегают мощная (свыше 3000 м) толща (белеулинская свита нижнепермская) углисто-глинистых филлитов, биотитовых и слюдяных графитизированных сланцев, содержащих прослой известняков с фораминиферами и песчаников. Весьма характерна для всего верхнего комплекса темно-серая окраска и обилие углстого материала. Формация эта — континентально-морская. Относительно сильный метаморфизм толщи, по-видимому, связан с интрузиями. На северных склонах Гиндукуша (верховья рек Фархар, Намакаб и др.) орогенный структурный ярус также представлен очень мощной (2500—5000 м) толщей филлитов, глинистых сланцев, песчаников и конгломератов с прослоями известняков S_{2-3} (рис. 11, а).

Накопление отложений орогенного комплекса шло, по-видимому, в наложенных впадинах, в то время как пространства между ними испытывали поднятия.

Заключительная послепермская складчатость своеобразно смяла верхнекаменноугольные и пермские отложения. Крупные, в несколько километров по длине и ширине, брахискладки характерны для этого структурного этажа. Вытянуты они в том же направлении, что и основная линейная структура. Такие складки

наблюдаются в осевой части хр. Западный Гиндукуш к востоку от пер. Саланг, в северо-восточной части Бадахшанской зоны и в других районах. Вблизи крупных более молодых разрывных нарушений крылья складок, сложенных отложениями верхнего палеозоя, повернуты, задраны или, наоборот, прогнуты, так что углы падения достигают $70-80^\circ$ или даже наблюдаются опрокинутые залегания. Например, к северу от Бамиана, в долине р. Хаза (рис. 11, *д*), все пласты перми моноклинально падают под углом 80° на юг (Вощ, 1972).

В орогенный период Бадахшанская складчатая система, в целом оформленная как горст, подверглась тектоническому раздроблению на ряд продольных узких блоков (пластин). Особенно отчетливо эти пластины частных горстов и грабенов наблюдаются в центральной (срединной) части Хаджигекской зоны. Меловые отложения не участвуют в этих дислокациях и тем самым определяют интервал возраста блоковых нарушений. Краевые части горста, по-видимому, стали опрокидываться и наползать на прилежащие с севера киммерийские впадины Банди-Туркестанского прогиба.

Платформенный комплекс играет весьма небольшую роль.

Слагающие его отложения мела и палеогена развиты только на западе Хаджигекской зоны, а также в небольших прогибах на севере Бадахшанской зоны. Представлены они известняками и мергелями позднего мела и терригенными пестроцветными отложениями палеогена. Залегают на палеозойских и протерозойских отложениях с угловым несогласием (рис. 12). Смяты в очень простые большого радиуса брахиформные складки, в связи с чем обычно наблюдаются полого наклоненные моноклинали.

Неотектонический орогенный комплекс так же, как и платформенный, развит на ограниченных участках системы, в основном в западной части Хаджигекской зоны. Неотектонический комплекс представлен толщей красноцветной молассы и частично (к северу от Бамиана) вулканогенной формацией неогена. Мощность отложений комплекса около 2000 м. В Хаджигекской зоне неоген выполняет Бамианский грабен — структуру широтного прости-



Рис. 12. Угловое несогласие между отложениями карбона и мела вблизи г. Бамиан

рания, являющийся частью рифтовой системы Центрального Гиндукуша.

Отложения неогена смяты в пологие брахискладки субширотного простирания. Но вблизи тектонических нарушений углы наклона их много круче. Наблюдаются запрокинутые и перевернутые крылья, а также небольшие поднадвиговые складки. Дислоцированность неогеновых отложений свидетельствует о весьма крупных сдвиговых и надвиговых нарушениях в пределах рифтовой зоны.

Структурно-формационные комплексы Банди-Баянской зоны. Банди-Баянская зона расположена на стыке герцинид и ранних альпид. Большая часть зоны представляет собой краевой горст герцинской геосинклинальной системы. В пределах горста на поверхность выходит кристаллический фундамент, по-видимому, Шахристанского типа, сильно переработанный, регенерированный герцинскими, раннеальпийскими и особенно новейшими движениями. В пределах горста позднее заложилась раннеальпийский молассовый прогиб и новейший рифтогенный грабен, ограниченный крупными разломами. Для этой зоны характерны разновозрастные тектонические пластины, чешуи и блоки, горсты и грабены. Складчатые структуры внутри блоков очень разнообразны: то это пологие или крутые моноклинально-падающие крылья складок, то сильно сжатые складки, по-видимому, связанные с разломами. Несмотря на разнообразие тектонической структуры и истории развития отдельных ее частей, эта зона выделяется как единое целое. Она может рассматриваться как орогенное поднятие с рифтовым грабеном на своде. Исходя из этого определения, возможно, более логично было бы описывать Банди-Баянскую зону в составе неотектонических структур. Но так как в принятом нами тектоническом районировании на карте выделяются только области неотектонического прогибания, в то время как в целом здесь отмечается положительная неотектоническая структура, то мы описываем ее в составе герцинских структур. Тем самым мы подчеркиваем, что это — краевая часть герцинской складчатой области, игравшая на геосинклинальном отрезке истории роль краевого горст-антиклинория; в орогенном этапе в ее западной части расположился краевой прогиб. В связи с таким пониманием зоны естественным оказывается отсутствие или резкое сокращение целого ряда структурно-формационных комплексов, и в том числе определяющего герциниды — раннегеосинклинального, хотя не исключена возможность, что отложения этого комплекса в северо-западной части Банди-Баянской зоны размыты или смещены на юг.

В Банди-Баянской зоне выделяются комплексы: 1) добайкальский геосинклинальный; 2) байкальский геосинклинальный; 3) байкальский платформенный; 4) герцинский орогенный; 5) герцинский платформенный; 6) раннеальпийский орогенный и 7) неотектонический орогенный.

Добайкальский геосинклинальный комплекс обнажается на поверхности главным образом в южной части зоны. Он представлен метаморфическими породами: гнейсами, кристаллическими сланцами с прослоями мраморов и амфиболитов мощностью до 2—3 тыс. м.

Байкальский геосинклинальный комплекс представлен спилиткератофировой формацией в зеленосланцевой фации метаморфизма. Мощность его свыше 2,5 тыс. м.

Породы двух нижних комплексов весьма сходны с соответствующими отложениями Шахристанской зоны.

Байкальский платформенный комплекс охватывает отложения венда — среднего палеозоя. В основании его доломиты, известняки с прослоями песчаников и сланцев мощностью до 300 м (Wolfart, 1970). Затем следуют известняки с прослоями песчаников позднедевонского — раннекаменноугольного возраста мощностью 400—800 м. Эта часть комплекса часто бывает сорвана с фундамента и встречается в покровных пластинах уже в пределах Фарахрудского прогиба.

Отложения *герцинского орогенного комплекса* сильно эродированы и встречаются в основном вдоль северо-западной границы зоны, где выполняются глубоко прогнутый передовой прогиб. Представлены они грубой красноцветной молассой, мощность которой достигает 4 тыс. м. В восточной части зоны, к северу от пер. Шату, нами были описаны отложения этого комплекса. Они имеют мощность несколько сотен метров и состоят из красноцветных конгломератов с прослоями песчаников. В гальке конгломератов много известняков с брахиоподами раннего карбона, а перекрываются эти отложения серыми и розовыми известняками мезозоя.

Триасовые отложения в Банди-Баянской зоне отсутствуют, и этим она четко отличается от Банди-Туркестанского прогиба.

Герцинский платформенный комплекс сложен известняками апта до 500 м мощности и аргиллитами, алевролитами и известняками альба мощностью до 1000 м, а также карбонатными породами (известняки и мергели) маастрихта, дания и палеогена мощностью 400—500 м.

Отложения этого комплекса отделены слабыми угловыми и стратиграфическими несогласиями как от нижнего, так и от верхнего комплексов.

Раннеальпийский, или нижний, орогенный комплекс палеогенового возраста располагается в северной части зоны и прослеживается почти через всю площадь по правобережью р. Герируд. Он подразделяется на два подкомплекса: нижний — терригенно-обломочный и верхний — вулканогенный. Часто отложения нижнего подкомплекса начинаются с базальной конгломератово-песчаной пачки до 100 м мощности. Аргиллиты и песчаники обычно красно-бурые, зеленые, серые; иногда в них хорошо видна ритмичная флишеподобная слоистость. Континентальные и лагунные отложения чередуются с морскими, содержащими нуммули-

тов. Таким образом, здесь имеется типичная тонкая терригенная пестроцветная моласса. Мощность подкомплекса до 1500—2000 м. Накопление этих пород, по-видимому, шло в довольно узком прогибе, компенсирующем орогенные поднятия Фарахрудского прогиба. Верхний подкомплекс представлен вулканогенными породами с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. Вулканические разности состоят из темных, зеленых андезитов, андезито-дацитов, базальтовых порфиритов. Вместе с ними встречены пачки кремнисто-глинистых пород. В верхней части располагаются более кислые разности лав липарит-дацитового состава, туфы и туфобрекчии. Мощность верхнего подкомплекса 1000—1500 м.

Неотектонический, или верхний, орогенный комплекс, залегающий также несогласно, заполняет обширные грабены, прослеживающиеся через всю зону. Этот комплекс сложен в нижней части терригенной пестроцветной континентальной песчано-аргиллитовой молассой, а в верхней части — грубой красноцветной конгломератовой молассой. Более подробная характеристика ее приводится при описании областей неотектонического прогибания. Общая мощность неоген-четвертичной молассы 1000—1200 м.

Внутри разреза Банди-Баянской зоны наблюдается не менее восьми стратиграфических несогласий: два внутри протерозоя, между нижним и средним палеозоем, между нижним и верхним карбоном, между палеозоем и мезозоем, внутри нижнего мела, внутри верхнего мела и между палеогеном и неогеном. Очень многие стратиграфические единицы в разрезе отсутствуют, что связано как с размывами, так и с тектоническими причинами. Все это говорит о крупных и длительных поднятиях. В то же время на отдельных этапах происходили интенсивнейшие опускания с формированием передовых, тыловых, предгорных прогибов. Таким образом, Банди-Баянская зона представляется как участок исключительно активных и контрастных движений. Образование всех разновозрастных прогибов, поднятий, разрывных структур и т. п. создает необычайные трудности в расшифровке общей структуры зоны.

Тектоническое строение Банди-Баянской зоны. По структурным особенностям в Банди-Баянской зоне выделяются Банди-Баянский горст, Герирудский краевой прогиб и Бамианская рифтовая зона.

Банди-Баянский горст представляет собой узкий блок протерозойского фундамента, выдвинутый на поверхность. Внутренняя структура протерозойских метаморфических пород в горсте изучена очень слабо; обычно кристаллические сланцы падают в южном направлении под углом 60—80°. В то же время плоскости надвигов наклонены в северной части горста на юг, а в южной части — в северном направлении и, таким образом, создают веерообразный наклон пластин. Краевые разломы, обособляющие горст, также наклонены к центру. Южная часть кристаллического

массива чешуйчато надвинута на мезозойские отложения Фарахрудского геосинклинального прогиба (рис. 13, а), причем иногда на поверхности пород, слагающих прогиб, наблюдаются палеозойские тектонические останцы покрова. Возможно допустить, что здесь имел место не надвиг Банди-Баянской зоны на юг, а подвиг Фарахрудского прогиба под Банди-Баянскую зону. В то же время можно предположить, что останцы палеозойских известняков — гравитационные олистостромы неогенового возраста, так как они иногда ложатся, как показал В. И. Дронов, на красноцветные породы миоцена.

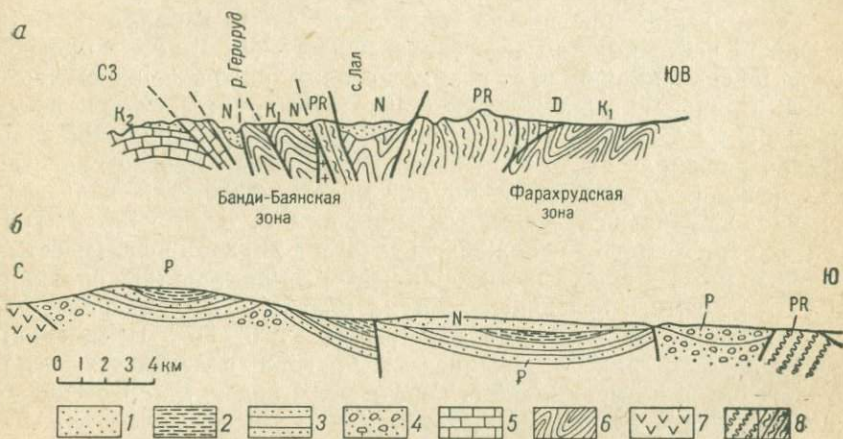


Рис. 13. Геологические разрезы:

а — через Банди-Баянскую зону; б — через Герирудский прогиб вдоль шоссе Герат — Кушка. 1 — песчаники, аргиллиты пестроцветные; 2 — аргиллиты темно-серые; 3 — песчаники, аргиллиты, конгломераты; 4 — конгломераты, песчаники; 5 — известняки; 6 — глинистые сланцы; 7 — андезиты и туфы; 8 — метаморфические породы

Герирудский разлом, ограничивающий с севера Банди-Баянский горст, является одним из крупнейших разломов. На раннем этапе, по-видимому, по этому разлому происходило сочленение зон с различным фундаментом. В перми, а затем в палеогене к северу от этого разлома заложилась герцинский и раннеальпийский орогенные прогибы. Но наиболее активным этот разлом оказался в неогене — именно вдоль него произошел раскол земной коры и начала формироваться Бамианская рифтовая впадина. В ряде мест вдоль разлома наблюдается зона тектонических брекчий. Молодость разлома доказывается хорошо выраженным в рельефе уступом. Он прекрасно дешифрируется на космических снимках. Герирудский разлом прослеживается за пределы Банди-Баянской зоны как к западу, так и к востоку.

Располагающаяся в основном к северу от этого разлома Бамианская рифтовая зона представляет собой сложно построенный грабен, выполненный пестроцветными грубообломочными породами

неогена. Рифтовая зона здесь распадается на ряд грабенов. Все эти грабены располагаются кулисообразно и имеют восточно-северо-восточное простирание. Неогеновые породы в пределах грабенов смяты в пологие брахиформные складки с углами наклона крыльев от единиц градусов до 30° . Вблизи разломов складки слегка усложняются. Исключение составляет участок между верховьями рек Герируд и Бамиан. Здесь неоген участвует в сложно построенных чешуях, надвинутых друг на друга в северном направлении. Местами неоген здесь совместно с мелом образует опрокинутые на север складки. Углы наклона на южных крыльях синклиналей доходят до 90° .

Герирудский прогиб на правом берегу р. Герируд сложен в южной части нижним — средним палеогеном. Ширина прогиба (судя по сохранившимся от размыва отложениям) в западной части Банди-Баянской зоны достигает 10—15 км. На восток к 66-му меридиану прогиб выклинивается. Западнее Банди-Баянской зоны прогиб расширяется до 20—40 км. Герирудский прогиб является наложенной структурой и по его краям отложения палеогена обычно оборваны сбросами. Структурно это, скорее всего, грабен, внутри которого отложения палеогена дислоцированы весьма интенсивно в узкие сжатые, иногда изоклинальные, складки. В то же время в отдельных чешуях пласты палеогена образуют моноклинали, наклоненные под углом в $20-30^\circ$. В западном направлении наряду с расширением прогиба складчатость ослабевает. Здесь на меридиане г. Герата углы падения палеогеновых слоев не более $10-15^\circ$ (рис. 13, б).

Северная часть Банди-Баянской зоны сложена меловыми отложениями платформенного чехла. Залегают они непосредственно на кристаллическом фундаменте или верхнепалеозойской молассе герцинского передового прогиба. Смяты эти отложения очень слабо, а точнее образуют весьма пологую моноклинали, наклоненную на север. Интересно, что система разломов в западной части зоны имеет западно-северо-западное направление, характерное для восточной части Банди-Туркестанского прогиба. В целом Банди-Баянскую зону можно считать краевым выступом фундамента герцинид, претерпевшим значительные разломные дислокации с опусканием узких блоков, в которых формировались разновозрастные орогенные краевые прогибы.

Тектоно-магматические комплексы Бадахшанской складчатой системы и Банди-Баянской зоны. Магматические тела в Бадахшанской складчатой системе играют значительную роль. Они занимают большие площади, особенно в Хаджигекской зоне. Интрузивные образования в этой системе относятся в основном к четырем магматическим циклам: 1) добайкальскому; 2) байкальскому; 3) герцинскому и 4) киммерийскому. Особенно распространены два последних. По составу интрузии весьма разнообразны, но резко преобладают кислые гранитоидные разновидности. Четко выражен структурно-тектонический контроль интрузий.

Почти все интрузии вытянуты в Банди-Баянской зоне в широтном направлении, а в Хаджигекской и Бадахшанской — в северо-восточном, параллельно главнейшим разломам.

Интрузии добайкальского магматического цикла развиты в основном в Бадахшане. Они представлены относительно небольшими телами гранитов и гранодиоритов. Отмечаются они и на западе Банди-Баянской зоны, в районе г. Герата.

Интрузии байкальского цикла развиты также в Северном Бадахшане (круговатский комплекс гранитов, гранодиоритов) и на крайнем западе, в районе г. Герата.

Герцинские интрузии располагаются главным образом на внешнем (восточном) крае Бадахшанской зоны и на внутреннем (северном) крае Хаджигекской зоны (см. приложение).

Интрузии герцинского цикла делятся на два комплекса. Нижний — геосинклинальный, с которым связаны тела габбро-плагиогранитной формации (габбро, диориты, внедрившиеся в I фазу, и плагиограниты, гранодиориты и гипербазитовые тела, развитые в Бадахшане и интродуцировавшие во вторую фазу). Они образуют Шулемдаринский и Мардаринский массивы на северном склоне Западного Гиндукуша (данные М. А. Чальяна, В. П. Колчанова и др.). В Северном Бадахшане интрузии этого комплекса прослеживаются от Файзабада, на севере, до р. Пяндж. По-видимому, с этим же комплексом связаны мелкие тела ультрабазитов, развитых в Бадахшанской зоне. Возраст данного цикла интрузий определяется указанными исследователями как средне-поздние(?) каменноугольный. К. Ф. Стажило-Алексеев (Stazhilo-Alekseev, 1973) считает их раннекаменноугольными. Так или иначе этот магматизм связан с герцинской эпохой складчатости.

Второй комплекс герцинского цикла связывается с орогенной стадией развития и возраст их определяется тем же автором как поздняя пермь — ранний триас (Stazhilo-Alekseev, 1973). Эти интрузии представляют собой крупнейшие батолитовые тела, граниты, диориты. Так, например, сложно построенный огромный Салангский батолит занимает площадь в 350 км². Многочисленные тела этих гранитов развиты в южной части Бадахшанской зоны.

Киммерийские интрузии наиболее развиты в Банди-Баянской зоне и по северо-западной окраине Хаджигекской зоны.

Интрузии киммерийского магматического цикла представлены биотитовыми гранитами, диоритами, монцонитами; по-видимому, они комагматичны с рэт-лейасовой вулканической толщей Банди-Туркестанского прогиба. Наиболее крупный из этих массивов располагается в верховьях р. Чаль и западнее — уже в пределах Банди-Туркестанского прогиба (Сурхобский массив и др.). Возраст Сурхобского массива К. Я. Михайловым и другими определяется в 150—200 млн. лет. Прорывая отложения триаса, его породы перекрываются отложениями средней юры.

В Банди-Баянской зоне гранитные тела киммерийского комплекса следуют как вдоль южной, так и вдоль северной границы зоны.

САФЕДКОХСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Сафедкохский краевой прогиб прослеживается по северному склону хр. Сафедкох и далее на запад вдоль хр. Сиабубак. Установить истинные границы этой палеоструктуры невозможно, так как она сильно переработана последующими движениями.

Пермская моласса, выполняющая прогиб, в ряде мест поднята и размыта. Эти отложения наиболее хорошо сохранились в западной части прогиба вдоль юго-западной границы Банди-Туркестанского прогиба.

Главный орогенный структурно-формационный ярус Сафедкохского краевого прогиба сложен мощной красноцветной терригенной молассой, в которой выделяются три толщи. Нижняя — базальная представлена конгломератами с прослоями песчаников, мощность которых в хр. Банди-Баба колеблется от 200 до 500 м; средняя — сложена красно-бурыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью более 2000 м и верхняя — песчаная с пластами аргиллитов и конгломератов мощностью более 1000 м. Разрез очень не выдержан по простиранию и в различных блоках сильно размывает.

Отложения орогенного яруса залегают несогласно на породах карбона и более древних и также несогласно перекрываются мощным геосинклинальным структурно-формационным ярусом киммерид.

Восточнее грубая моласса пермского возраста встречена в Банди-Баянской зоне — к северу от Панджао и севернее Бамиана.

Первоначально Сафедкохский прогиб располагался вдоль южного края герцинской складчатой области (Туранской плиты), и ширина его измерялась несколькими десятками километров. Первичная структура прогиба была очень проста. Она представляла собой цепочку пологих брахискладок. В связи с киммерийскими раннеорогенными и более поздними движениями территория прогиба была разбита на ряд продольных узких грабен и горстов; в пределах первых пермский фундамент был погребен под триасовыми и мел-палеогеновыми отложениями, а в пределах вторых денудирован вместе со всеми более молодыми отложениями.

На юго-западе прогиб ограничен Герирудским разломом, на севере западной части пермские отложения ограничены Банди-Бабанским разломом.

ШЕБЕРГАНСКИЙ ВЫСТУП ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Структурно-формационные комплексы. Границы Шеберганского выступа весьма условны и проведены на основании анализа структурных элементов. В пределах выступа выделяются: герцинский геосинклинальный комплекс фундамента и три комплекса чехла — герцинский орогенный (поздняя пермь — неоком), плат-

форменный (мел, начиная с апта, и палеоген) и новейший орогенный.

Герцинский геосинклинальный комплекс вскрыт на небольших участках на юго-востоке и несколькими глубокими скважинами — на северо-востоке выступа. Известна, по-видимому, только верхняя часть этого комплекса, объединяющая отложения позднего девона — раннего карбона. Терригенно-вулканогенные отложения комплекса сильно метаморфизованы и смяты в крупные складки широтного простирания. В восточном окончании выступа простирание складок меняется на субмеридиональное. Возможно, что это обусловлено более молодыми крупными (с амплитудой до 4 км) разрывными структурами.

Герцинский орогенный комплекс охватывает верхнепермские, триасовые, юрские и неокомские отложения. В пределах Шеберганского выступа эти отложения накапливались лишь в изолированных впадинах выступа и по его северо-западному краю, так как Шеберганский выступ в это время был приподнят над уровнем моря и подвергался денудации. Отложения этого комплекса представлены в основном красноцветными молассоидными формациями, континентальными, лагунными эвапоритовыми отложениями, на отдельных этапах развития прибрежно-морскими терригенными и карбонатными фациями.

Верхнеюрские отложения залегают трансгрессивно и представлены в нижней части (келловей — оксфорд) известняками и доломитами, вскрытыми скважинами только по северо-западной окраине выступа. Такое же положение занимают киммериджские и титонские красноцветные песчано-глинистые и эвапоритовые (гипсы, соли) отложения, залегающие несогласно на более древних. Суммарная мощность верхнеюрских отложений до 1500 м. Верхний подкомплекс орогенного комплекса является регрессивным. В отложениях неокома преобладают песчано-глинистые породы лагунно-континентальной формации, чередующиеся с морскими песчаниками и известняками. Мощность этих отложений в северо-западной части Шеберганского выступа достигает 1000 м. обычно же она значительно меньше.

Платформенный комплекс развит значительно шире, чем герцинский орогенный. Среди отложений этого комплекса преобладают относительно маломощные карбонатные и терригенные морские фации. В нем выделяется три подкомплекса: нижний (апт — нижний кампан) представлен терригенно-карбонатной морской формацией; средний (верхний кампан — палеоцен) сложен в основном известняками; верхний (эоцен — нижний олигоцен) состоит из мергелей, известняков, глин. Почти каждый подкомплекс отделяется от другого стратиграфическим перерывом.

Судя по отложениям среднего подкомплекса, на Шеберганском выступе произошла существенная перестройка в позднекампанское время. Краевая, т. е. юго-восточная, часть Шеберганского выступа стала интенсивно опускаться, вовлеченная в опускание

Альпийской области. С этими опусканиями связано и то, что крупнейшая позднесенонская трансгрессия моря шла с юго-востока, тогда как более ранние трансгрессии распространялись с северо-запада на юго-восток. О неравномерности прогибания, активности и дифференцированности колебательных движений в этот период свидетельствуют резкие различия суммарных мощностей кампан-палеоценовых отложений, как это выявлено исследованиями В. И. Браташа и др. (1970).

Судя по однообразию отложений, их маломощности и т. п., в период формирования верхнего подкомплекса тектоническая активность в пределах Шеберганского выступа была ослаблена.

Неотектонический орогенный комплекс состоит из двух подкомплексов: нижнего, формировавшегося с позднего олигоцена, и верхнего — в позднеплиоценовое — четвертичное время.

С конца олигоцена Шеберганский выступ испытывает поднятие и некоторые его части в течение всего периода, а другие на отдельных отрезках времени являлись областями размыва. Таким образом, орогенный комплекс здесь по сравнению со смежной Приамударьинской впадиной неполный, мощность его сокращена в 2—3 раза, отсутствует целый ряд свит. Наибольшие поднятия приходились на восточную часть выступа. Отложения орогенного комплекса в основном представлены красноцветной грубообломочной молассовой толщей мощностью от первых сотен метров в восточной части выступа до 800—900 м — в западной.

Верхний подкомплекс представлен грубообломочными отложениями, наиболее развитыми в западной части выступа, к западу от меридиана $66^{\circ}20'$, и залегает со значительным угловым и стратиграфическим несогласием. Отложения подкомплекса континентальные: аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, а в современных отложениях — также еще и золово-лессовые. Мощность верхнеплиоценовых — четвертичных отложений от 200 м на Ахчинской ступени до десятков метров в других участках Шеберганского выступа.

Структура чехла Шеберганского выступа. От смежных тектонических областей Шеберганский выступ отделен глубинными разновозрастными разломами. В восточном направлении ширина выступа постепенно сужается: от 240 км на афгано-советской границе до 80 км на 68 меридиане. Длина Шеберганского выступа в пределах Афганистана — 350 км. В восточном направлении фундамент Шеберганского выступа воздымается и по юго-восточной окраине выходит на поверхность, тогда как в западной части скважины его вскрывают на глубинах свыше 1500 м. Воздымание фундамента вызвано послегерцинскими орогенными движениями в соседней Бадахшанской складчатой системе. Погружение фундамента в западном направлении — блоково-ступенчатое. На основании этого в структуре выступа (рис. 14) выделяются Шадианский, Ширамский, Обручевский, Андхойский, Даулетабадский и Мейменинский блоки первого порядка, описание

которых производится согласно данным В. И. Браташа и др. (1970). Чехол Шеберганского выступа смят в складки, за исключением верхнего плиоцен-четвертичного подкомплекса. Складки в основном платформенного типа — брахиформные, вытянутые в субширотном направлении. К южному краю выступа складчатость усиливается; так, на Мейменинском блоке и восточнее его,

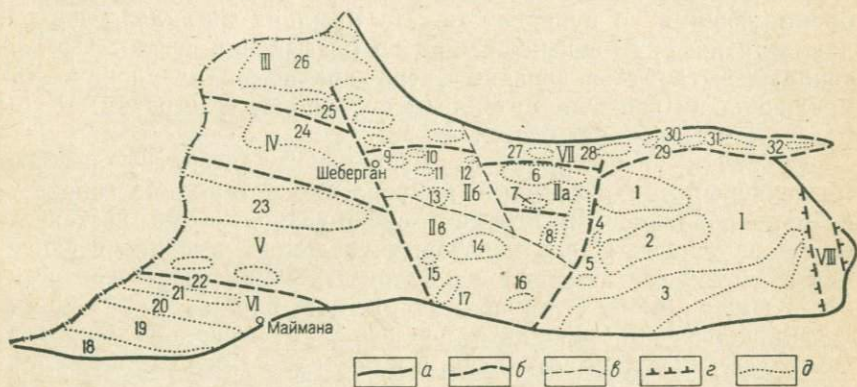


Рис. 14. Схема расположения структур в Шеберганском выступе Туранской плиты.

I—VI — блоки первого порядка (I — Шадиянский, II — Ширамский, III — Обручевский, IV — Андхойский, V — Даулетабадский, VI — Мейменинский); VII — Альбурзско-Мормульская шовная зона брахиантиклиналей; VIII — Рабатакский горст. Блоки второго порядка: II А — Горгороасский; II Б — Ходжа-Гугердагский; II В — Сарипульский. Брахискладки, прогибы, поднятия: 1 — Шадиянская; 2 — Шахдаранская; 3 — Дарайсуфская; 4 — Чапчальская; 5 — Аккудукская; 6 — Северо-Ширамский; 7 — Северо-Каризская; 8 — Узункудукская; 9 — Етымтагская; 10 — Алангачская; 11 — Ходжа-Гугердагская; 12 — Алимгольская; 13 — Байнгульская; 14 — Ширамская; 15 — Анготская; 16 — Каризская; 17 — Хауданская; 18 — Джигдалекская; 19 — Альморская; 20 — Ходжакульская; 21 — Ортепинская; 22 — Каракольская; 23 — Даулетабадский; 24 — Андхойское; 25 — Джангали-Коловское; 26 — Обручевский; 27 — Альбурская; 28 — Мормульская; 29 — Гуримурадская; 30 — Ташкуртанская; 31 — Гарчабуланская; 32 — Чучальская.

Условные обозначения: а — граница выступа; б — границы блоков первого порядка; в — границы блоков второго порядка; г — границы горста; д — границы структур третьего порядка

в районе сел. Дарайсуф, брахискладки сильно вытянуты и достаточно узкие. Сложены они отложениями неогена. По северному краю Шеберганского выступа, в районе хр. Альбурз, также выделяется система брахиантиклинальных складок, генетически связанных, по-видимому, с крупным краевым разломом.

По структурным особенностям чехла, и в частности по четкому субширотному простиранию складок, Шеберганский выступ легко отделяется от Приамударьинской впадины с ее субмеридиональным простиранием складок.

Геологическая структура чехла выявлялась сейсмометрическими исследованиями поведения кровли бухарских карбонатных пород (палеоцен) в закрытых районах и в процессе геологической съемки в открытых частях. На отдельных нефтегазоносных

структурах она уточнена многочисленными буровыми скважинами.

Шадианский блок занимает восточную часть выступа к востоку от р. Балхаб. В его пределах расположены Шадианская антеклизы, Шахдаранская синеклизы, Дарайисуфская брахисинклиналь и другие более мелкие структуры.

Шадианская антеклизы сложена бухарскими известняками, бронирующими ее поверхность. На крыльях антеклизы наблюдаются отложения эоцена и миоцена (шафайская свита). Ось антеклизы вытянута в западно-северо-западном направлении. Две брахискладки в центре антеклизы осложняют ее строение. Углы падения крыльев равняются $4-10^\circ$.

Бухарские известняки в Шадианской антеклизе разбиты многочисленными разломами, направление которых на западе — субмеридиональное, в центре — субширотное, а на востоке — северо-восточное. Около некоторых разломов, особенно в западной и южной частях, наклон пластов известняков достигает $40-50^\circ$. Общая длина антеклизы 55 км при ширине в 20—25 км.

Шахдаранская синеклизы по размерам несколько большая, чем ранее описанная антеклизы, и в поверхностных частях выполнена отложениями неогена.

В восточной части Шадианского блока простирание описанных структур меняется с широтного на северо-северо-западное. Дарайисуфская брахисинклиналь вытянута в западно-юго-западном направлении на 100 км, при ширине 10—15 км и выполнена отложениями плиоцена. Углы наклона крыльев измеряются градусами. Южное крыло несколько круче. На крыльях брахисинклинали залегают породы палеогена — верхнего мела.

Восточнее Шадианский блок ограничивается Рабатакским горстом субмеридионального простирания, в средней части которого выходят на поверхность породы фундамента.

Ширамский блок. Граница между ним и Шадианским блоком проходит в районе долины р. Балхаб. Разделяющий их разлом выявляется слабо, но интересно, что структуры, примыкающие к нему, например Чапчальская брахисинклиналь, а также молодая неоген-четвертичная наложенная впадина, имеют северо-северо-восточное простирание, тогда как все основные структуры смежных блоков — субширотные.

Ширамский блок по сравнению с Шадианским более опущен. Палеозойский фундамент здесь выявляется на абсолютных отметках от минус 220 до минус 700 м. Причем фундамент погружается в западном направлении. Западная граница блока проводится несколько условно по меридиану сел. Шеберган — Сари-Пуль, там, где отложения платформенного комплекса погружаются под осадки верхнего орогенного комплекса.

В Ширамском блоке выделяется три блока второго порядка: восточный, Горгораосский — наиболее приподнятый, северо-западный, или Ходжа-Гугердагский, и южный — Сари-Пульский,

наиболее опущенный. Эти блоки разделены коровыми разломами.

В Горгораосском блоке располагаются Северо-Каризская и Узункудукская брахиантиклинали широтного и западно-северо-западного простирания. Складки небольшой амплитуды с углами падения крыльев $5-15^\circ$. В сводах их иногда обнажаются бухарские известняки; западнее этих складок следует пологий неогеновый прогиб. Любопытно, что новейшие (орогенного этапа) прогибы в восточном блоке лежат на продолжении брахисинклинальных структур.

В Ходжа-Гугердагском блоке складки чехла имеют широтное простирание. На севере блока выделяется группа субпараллельных брахиантиклиналей: Етымтагская, Алангачская, Ходжа-Гугердагская, Алимольская. Складки эти сложены отложениями палеогена и мела. Южнее проходит Байнурская группа брахиантиклиналей, располагающаяся в крупном поднятии того же широтного простирания. Всего в этом своде обособляется шесть брахискладок, цепочко- и кулисообразно расположенных. К наиболее крупной из них — Ходжа-Булакской — приурочено нефтегазоносное месторождение.

Сари-Пульский блок располагается южнее двух ранее описанных. Палеозойский фундамент в нем вскрыт скважинами на месторождении нефти Ангот на глубине 1442 м (абс. отм. 440 м). В чехле Сари-Пульского блока выделяется три цепочки антиклинальных брахискладок: Ширамская, Каризская и Хауданская. На северо-западе блока располагается пологая брахисинклиналь, разделяющая Байнурскую и Ширамскую группы складок. Ширамская брахиантиклиналь симметричной формы; размеры ее — 26×15 км; вытянута она в западно-северо-западном направлении. На западном продолжении этой брахискладки, в 4 км от сел. Сари-Пуль, располагается Анготская брахиантиклиналь — первое в Афганистане промышленное месторождение нефти. Анготская брахиантиклиналь длиной 12 км и шириной 6 км, амплитуды поднятия до 400 м, падение крыльев: южного $30-40^\circ$, северного $10-12^\circ$.

Вдоль южного края Ширамской брахискладки (в 5—10 км) протягивается цепочка узких брахискладок. Простирание этих складок северо-восточное. Углы падения — крутые, до 60° . Не исключено, что эти складки связаны с каким-то крупным разломом.

Альбурзско-Мормульская шовная зона брахиантиклиналей. Это самая северная полоса антиклинальных структур в пределах северного склона Шеберганского выступа. Структура этой полосы сложная, так как формировалась она в несколько этапов. Вначале, по-видимому, одновременно с брахискладками Ширамского и Шаданского блоков здесь образовалась цепочка так же широтных брахискладок (Чучальская, Гарчабуланская, Ташкурганская, Гуримурадская, Мормульская и Альбурзская). Чучальская брахиантиклиналь позднее была сильно переработана движениями,

создавшими структуры Приамударьинской области, и включена в последнюю.

В плиоцен-четвертичное время вдоль северного крыла складок образовался (возможно, обновился) крупный разлом, южное крыло которого стало интенсивно подниматься. Образуя односторонний горст, северное опущенное крыло складок интенсивно сминалось. Углы падения возросли здесь до $50-90^\circ$, а местами крыло оказалось подвернутым. Южное крыло по зоне нарушения надвигалось на северное. В восточном направлении зона Альбурзского нарушения разрежала складки Саманганской группы Кундузской зоны.

В западном направлении полоса Альбурзских структур обрета поперечным (северо-восточного простираения) разломом и несколько сдвинута вдоль него в северном направлении.

Западная часть Шеберганского выступа — наиболее опущенная структура, и здесь на фундамент и основной чехол плиты наложился пласты Мургабского прогиба. Все структуры осадочного чехла, таким образом, в этой части выступа оказались погребенными под недислоцированными неогеновыми и четвертичными отложениями. Геофизические исследования чешских и советских исследователей, главным образом гравиметрические и сейсмометрические, а также отдельные буровые скважины выявили в западной опущенной части выступа два приподнятых блока: Мейменинский и Андхойский — и два опущенных: Даулетабадский и Обручевский. Мейменинский блок занимает юго-западную часть Шеберганского выступа. От Банди-Туркестанского прогиба он отделен Банди-Туркестанским разломом, от Даулетабадского блока — Мирзавалангским разломом. Ширина блока 12 км. Фундамент в Мейменинском блоке встречен на глубине 956 м (абс. отм. 65 м), причем скважины в Ходжакульской структуре вошли прямо в лейкократовые граниты.

В осадочном чехле Мейменинского блока наблюдаются три цепочки довольно узких брахискладок, вытянутых в северо-западном направлении, — Джигдалекская, Ходжакульская и Каракольская. Брахискладки связаны с разломами фундамента. Альморская и Ортопинская брахисинклинали, разделяющие брахантиклинали, очень широкие, плоские.

Даулетабадский блок по сравнению с Мейменинским является опущенным. Поверхность бухарских известняков в центре блока находится на отметках минус 1600—1800 м, а поверхность триаса на отметках минус 5000 м. У южного края блока поверхность мезозоя резко поднята; здесь располагается цепочка брахисинклиналей. Центральную часть блока занимает обширный Даулетабадский прогиб.

Андхойский блок располагается западнее Ходжа-Гугердагского блока, отделяясь от него разломом и небольшой седловиной. По данным гравиметрической съемки, Андхойский блок — зона положительных аномалий силы тяжести с тремя локальными мак-

симумами. Палеозойский фундамент блока располагается предположительно на абс. отметках минус 3600—5000 м, т. е. на глубине 3200—4500 м. В чехле блока выявлены три пологие брахискладки платформенного типа. Простираение их северо-западное и субмеридиональное с углами наклона крыльев 5—10°. Длина складок 10—12 км, ширина 5—10 км.

Северо-восточнее Андхойского блока располагается цепочка брахисинклинальных складок, лежащих севернее брахисинклиналей, ограничивающих Ширамский блок. Небольшое Джангали-Колонское поднятие отделяет эти брахисинклинали от огромного Обручевского прогиба мульды, входящего в Обручевский блок. Фундамент блока погружен наиболее глубоко. Предполагается, что кровля неокома здесь располагается на глубинах 4000—4500 м.

Шеберганский краевой выступ является частью Туранской плиты с дислоцированным и метаморфизованным герцидским основанием и мезо-кайнозойским чехлом, имеющим типичные платформенные структуры субширотного простираения. Фундамент этой части плиты не был вовлечен в опускания киммерийской геосинклинали, которая отделила его от краевого выступа герцидид — Бадахшанской складчатой системы. На севере выступ ограничен неотектонической Приамударьинской впадиной, меридиональная складчатость которой не распространилась на территорию Шеберганского выступа. Таким образом, Шеберганский выступ, располагаясь между вышеназванными опущенными и регенерированными участками Туранской плиты, явился настоящим выступом, относительно мало измененным реликтом плиты.

КИММЕРИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Геосинклинальные прогибы киммерийской складчатой области расположены в северной и восточной частях Афганистана. Самый крупный из них — Банди-Туркестанский — вытянут в широтном направлении вдоль северного склона Паропамиза и северо-западного склона Гиндукуша и разделяет структуры герцинской складчатой области. Между Бадахшанской зоной и Нуристанским средним массивом расположен Сафедхирский прогиб, вытянутый в субмеридиональном направлении. Постепенно расширяясь с юга на северо-восток (до 50 км), прогиб уходит в Центральный Памир. Вдоль юго-восточной и южной границ вытянут Джелалабадский прогиб. Кроме них, к киммерийским структурам относится геосинклиналь Ваханского коридора.

Для всех киммерийских прогибов Афганистана характерно интенсивное опускание в триасе и в лейасе с максимальным прогибанием в верхнем триасе. Эти прогибы расположились на герцинском и байкальском геосинклинальном или орогенном основании. Характер фундамента, по-видимому, сыграл определенную роль в их развитии. Складчатость, проявившаяся в зоне геосинклинальных прогибов, вышла за их пределы и охватила, возможно, весь Северный и Восточный Афганистан в пределах герцинид и байкалид.

БАНДИ-ТУРКЕСТАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Этот прогиб прослеживается от меридиана 70° до западной границы Афганистана. Длина прогиба более 800 км; ширина его на крайнем востоке около 100 км, в центральной части 120 км, в западной — 180 км. Западное замыкание прогиба происходит за пределами Афганистана, в Туркмении и Северо-Восточном Иране. По своим размерам он вполне сопоставим с крупными геосинклинальными прогибами Альпийского пояса (геосинклиналь Большого Кавказа 1800×200 км, Малого Кавказа 800×100 км, Эльбурса 600×120 км). Северные и восточные границы прогиба проводятся весьма условно, так как триасовые и лейасовые отложения здесь в большинстве участков перекрыты более молодыми отложениями мезозоя и кайнозоя. На юго-востоке прогиб граничит с Бадахшанской складчатой системой. На востоке он ограничен сбросом, перекрыт надвигом, но, возможно, он прослеживается и далее на северо-восток вдоль южного края Приамударьинской

впадины в сторону Дарваза, где известны морские триасовые отложения.

Тектоника Банди-Туркестанского прогиба изучена еще недостаточно полно. Региональные тектонические карты (не считая обзорных схем тектонического районирования) составлены В. П. Колчановым и другими только на восточную часть прогиба в масштабе 1 : 300 000. Карты на отдельные участки центральной части в масштабе 1 : 500 000 составили А. Х. Кафарский, В. И. Дронов, на некоторые районы юго-восточной части — К. Я. Михайлов, В. В. Кулаков и на западную часть — Ю. П. Чепов. Очень ценные сведения о Банди-Туркестанском триасовом прогибе были получены С. В. Егуповым (1966). Впервые этот киммерийский геосинклинальный прогиб под именем Банди-Туркестанской зоны был выделен В. И. Славиным и С. Х. Мирзодом (1969). Центральная часть прогиба описана в книге В. И. Браташа и др. (1970) как мегантиклиналь Банди-Туркестан.

Структурно-формационные комплексы. Геологическое строение Банди-Туркестанского прогиба сложное — это многоярусное сооружение. Очень трудно расшифровываются в нем нижние структурные этажи, весьма важные для понимания структуры и тектонической истории прогиба. Это объясняется тем, что мел-палеогеновый платформенный чехол перекрывает почти весь прогиб. Отложения нижних структурных этажей (герцинского и киммерийского) выходят на поверхность в относительно небольших участках вдоль южного края прогиба, в глубоком эрозионном окне долины р. Балхаб, на северных склонах хр. Банди-Туркестан, в небольших антиклинальных поднятиях в районе сел. Джигдалек, Кафлатун и др.

В строении Банди-Туркестанского прогиба выделяется семь структурно-формационных комплексов: 1) байкальский геосинклинальный, 2) герцинский геосинклинальный (ранний — средний палеозой), 3) герцинский орогенный (поздний, возможно, средний карбон и пермь), 4) киммерийский геосинклинальный (триас и, возможно, лейас), 5) киммерийский орогенный (средняя юра — ранний мел), 6) киммерийский платформенный (поздний мел — палеоген), 7) раннеальпийский орогенный (средний, поздний палеоген и ранний неоген).

Байкальский геосинклинальный комплекс состоит из отложений верхнего рифея. Обнажаются они в восточной приподнятой части и вдоль южного борта прогиба в притоках рек Рудичаль и Сурхаб, а также в долине р. Балхаб. Представлены, по данным В. П. Колчанова и А. Х. Кафарского, зелеными кварц-серицитовыми и хлоритовыми, биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, кварцитовидными песчаниками и филлитами. Широко развиты туфы, порфиры, пестрые ортосланцы, образовавшиеся по кислым эффузивам. Формационно эта толща соответствует аспидным сланцам и спилито-кератофирмам. Степень метаморфизма ее отвечает фации зеленых

сланцев. Мощность определяется в 2500 м. Большое сходство с рифейскими отложениями Южного Афганистана позволяет их относить к позднему рифею. Накопление толщи шло в достаточно неспокойных в тектоническом отношении условиях с резко выраженными колебательными движениями, с активной вулканической деятельностью, особенно в южных частях зоны. Излияния были подводные. Облик толщи и условия образования позволяют ее считать геосинклинальной формой ранней стадии развития геосинклинали.

Герцинский геосинклинальный комплекс слагается внизу мощной толщей известняков, чередующихся с филлитами, кварц-альбитовыми сланцами, конгломератами, пачками порфиров и туфов, — дурамбакская свита силур-девонского возраста, по В. П. Колчанову (1971). Мощность толщи до 1600 м. Выше располагается характерная вулканогенная толща (тундаринская свита позднедевонско-гурнейского возраста, по В. П. Колчанову), представленная мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, образовавшимися по кислым эффузивам и туфам. Среди вулканогенных пород встречаются прослои и пачки мраморизованных известняков, хлорит-эпидот-кварцевых сланцев, филлитов, граувакковых песчаников, кварцитов. Мощность этой толщи до 2600 м. В центральной части прогиба, в долине р. Балхаб, А. Х. Кафарский и другие отмечают перерыв и слабое угловое несогласие в основании тундаринской свиты. Анализ отложений верхнего девона — нижнего карбона свидетельствует о весьма напряженном тектоническом режиме в это время (резкая смена фаций, большие и в то же время дифференцированные мощности), сопровождающемся активным вулканизмом в целом. Формации девона — нижнего карбона может быть квалифицирована как вулканогенно-терригенная геосинклинальная.

Вышележащие отложения визейского яруса залегают в большинстве случаев несогласно на сильно размытых породах тундаринской, дурумбакской и других свит. В основании их имеются базальные конгломераты. В северо-восточных частях Банди-Туркестанского прогиба (Саеди-Кайен, Калаи-Мурат) разрез визе, по данным В. П. Колчанова, В. В. Кулакова, К. Я. Михайлова и др. (1971), представлен известняками, хорошо слоистыми, иногда массивными рифогенными.

К южному краю прогиба известняковый разрез визе замещается известково-терригенным, мощность отложений визе сильно колеблется, достигая иногда 450 м. Резкая и частая смена фаций, изменение мощностей, мелководность осадков, внутрiformационные перерывы свидетельствуют о большой подвижности дна моря, о возникновении архипелага островов и т. п. В западной части прогиба, по его юго-западной окраине фиксируются прибрежно-лагунные условия, в которых шло накопление угленосных фаций. В верхней части геосинклинального комплекса А. Х. Кафарский отмечает новую вулканогенную толщу, состоящую из порфиритов,

спилитов, туфов, туфобрекчий намюрского возраста мощностью до 1800 м.

Мощный вулканогенно-терригенный разрез нижнего карбона этой части прогиба хорошо увязывается с разрезом Бадахшанской зоны и свидетельствует о наличии единого широкого эвгеосинклинального прогиба. Банди-Туркестанская часть этого прогиба отличается более ранним (с девона) началом прогибания.

Герцинский орогенный комплекс. Отложения среднего и верхнего карбона (калаимуратская свита) залегают в восточной части прогиба со стратиграфическим несогласием, иногда с угловым — до 20° и азимутальным — до 10° , на различных горизонтах палеозоя. Отложения калаимуратской свиты существенно терригенные: это зеленовато-серые филлиты с прослоями аркозовых и грауваковых песчаников, алевролитов и конгломератов. Мощность отложений этой свиты 2000—2500 м.

Вышележащие нижнепермские отложения описаны К. Я. Михайловым на левом берегу р. Сурхаб. Они представлены, так же как и средне-верхнекаменноугольные, существенно терригенной толщей: аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. Глинистые сланцы пестроцветные (зеленые, фиолетово-красные, серые, коричневые). Разрезы сильно изменчивы как по простиранию, так и вкрест простирания. Общая мощность нижнепермских отложений достигает 1300 м. Западнее, на северных склонах Банди-Туркестанского хребта также был описан разрез красноцветной терригенной толщи среднекарбонového — пермского (?) возраста, трансгрессивно перекрытый отложениями триаса.

Отложения верхней перми на значительной части Банди-Туркестанского прогиба отсутствуют и только в западной части, вдоль его южной границы в Паропамизе происходило в это время формирование исключительно мощной (2500—3800 м) красноцветной грубообломочной толщи.

Итак, терригенно-карбонатные мелководные морские формации, чередующиеся с красноцветными лагунно-континентальными формациями, характеризовали в среднекаменноугольное — пермское время заключительный орогенный этап развития герцинской геосинклинальной области.

Киммерийский геосинклинальный комплекс складывается отложениями триаса и лейаса. В нем выделяются две формации: вулканогенно-терригенная на юге, вдоль южного края Банди-Туркестанского прогиба, и терригенно-флишевая, в центральных и северных частях его. Вулканогенно-терригенная формация к северу от Герата, по данным В. В. Кулакова и др. (1969), представлена в нижней части песчано-аргиллитовой толщей с прослоями и пачками известняков, а также вулканогенной толщей, состоящей из альбитофиров, ортофиров, кварцевых порфиров, туфов и туфобрекчий мощностью от 1000 до 2000 м. Все описанные породы имеют раннетриасовый возраст. В средней части комплекса располагаются алевролиты, аргиллиты с линзами известняков мощностью

около 900 м, а верхняя часть комплекса складывается вулканогенной толщей среднего состава мощностью свыше 2400 м. Эти верхне-триасово-лейасовые отложения залегают несогласно на различных горизонтах триаса и перми и покрываются (также несогласно) отложениями средней юры. Общая мощность триас-лейасового комплекса здесь свыше 5000 м, что свидетельствует о весьма интенсивном прогибании.

Восточнее, в районе Доаби-Мехзарина и севернее его, триас представлен также терригенно-вулканогенной формацией (Славин, 1970). Здесь отложения нижнего триаса несогласно залегают

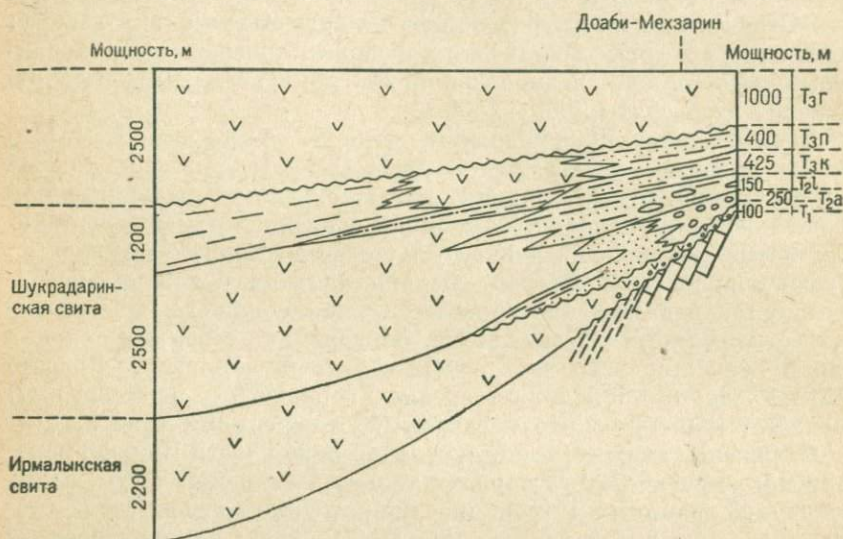


Рис. 15. Схема соотношений триасовых отложений в юго-восточной части Банди-Туркестанского прогиба

на отложениях среднего палеозоя и состоят из туфов и порфиритов, сланцев и песчаников с линзами известняков мощностью до 100 м. Затем резко несогласно залегают толща конгломератов, постепенно сменяемая песчаниками и аргиллитами. Эти отложения севернее замещаются нижней вулканогенной толщей, сложенной лавами и туфами среднего состава внизу и кислого состава вверху (рис. 15). Мощность этих пород до 500 м. Верхний триас представлен здесь терригенной флишевой формацией двух-трехкомпонентного флиша, мощность которого изменяется от 1000 до 1500 м. Залегают флиш трансгрессивно. Выше, на левобережье р. Сурхаб, примерно там же, где располагались среднетриасовые вулканогены, залегают вулканогенная толща среднего и кислого состава мощностью до 2000 м. Возраст этой толщи определяется как рэтский. В северо-западном направлении (район Дарайсуф) вулканогенно-

генные отложения замещаются песчано-глинистыми флишеидными породами, содержащими углистый детрит и тонкие линзы угля.

Отложения лейаса тесно связаны с триасовыми. На западе, в районе месторождения каменного угля Шебашек, они представлены той же терригенной формацией, что и верхний триас. Местами лейас имеет флишеидный характер. На северо-востоке лейас содержит пласты туфов и лав среднего состава.

Резко несогласное залегание наблюдается в основании верхнего лейаса, который, по данным К. Я. Михайлова и других, в районе Ишпушта и Доаби-Мехзарина ложится на кору выветривания триасовых пород с угловым до 25° и азимутальным до 20° несогласием. Угленосные отложения средней юры располагаются на отложениях лейаса или триаса в большинстве случаев также резко несогласно.

Анализ триас-лейасового вулканогенно-терригенного комплекса в южной краевой части Банди-Туркестанского геосинклинального прогиба свидетельствует о его значительной тектонической подвижности в триас-лейасовое время. Стратиграфическое и угловое несогласие между триасом и палеозоем, иногда несоответствие простираний палеозойских и триасовых прогибов, свидетельствуют о перестройке тектонического плана, о наличии тектонических движений на границе перми и триаса. Суммарная мощность терригенно-вулканогенных отложений (10—12 тыс. м) указывает на значительную активность прогибания. Опускания в краевой части геосинклинали хорошо фиксируются по трансгрессивному налеганию ряда свит: нижнетриасовой в Гератском районе, среднетриасовой почти вдоль всей зоны, верхнетриасовой, лейасовой и среднеюрской (может быть, включающей верхний лейас).

Складчатые движения, хотя и слабые, охватывали краевую зону несколько раз, о чем можно судить по угловым несогласиям в основании триасовых разрезов, внутри нижнего триаса в Гератском районе, на границе нижнего и среднего триаса в районе Доаби-Мехзарина, между норийскими и рэтскими (?) отложениями и в предсреднеюрское время. В северо-западных и в более центральных частях Банди-Туркестанского прогиба, в долине р. Балхаб и на северных склонах Банди-Туркестанского хребта и в других местах состав структурно-формационного комплекса достаточно резко меняется. Здесь уменьшается роль вулканогенных пород, редкими и маломощными становятся конгломераты, почти полностью отсутствуют карбонатные породы. Разрез триаса становится более монотонным: это в основном алевролиты, аргиллиты и песчаники, часто с ритмичным флишевым чередованием, с иероглифами на нижней поверхности песчаных слоев, с глинистыми и сидеритовыми конкрециями. По своему облику толща напоминает триасово-юрский флиш таврической серии Крыма. В наиболее северных районах триасовый разрез сокращается в мощности, отдельные слои становятся богатыми растительным детритом

и тонкими углистыми пластами. По-видимому, здесь располагался северный край Банди-Туркестанского прогиба.

У сел. Зульфакар, по данным Ю. П. Чепова (1964) и В. П. Аджипа, развиты темно-серые песчаники, которые переслаиваются с аргиллитами и глинисто-кремнистыми сланцами, видимая неполная мощность разреза триаса здесь 650 м. Таким образом, в центральных частях Банди-Туркестанского прогиба в составе киммерийского геосинклинального комплекса развиты формации аспидных сланцев, терригенного флиша и реже терригенно-вулканогенные и карбонатно-терригенные.

Исходя из мощностей отложений, можно говорить об интенсивном прогибании центральной части геосинклинали, хотя и несколько меньшем, чем в ранее описанном краевом эвгеосинклинальном трого. Триасовый прогиб в целом был широким — до 150—180 км в западной части. Наиболее интенсивное прогибание происходило в поздне триасовое время. О характере движения в центральных частях прогиба судить труднее, чем в южной краевой зоне. Граница между пермью и триасом здесь наблюдалась только в одном месте в верховьях р. Койсар. В. И. Дронов считает, что перерыв здесь четкий, но перестройки тектонического плана не происходило. Стратиграфическое, а также угловое и азимутальное несогласие между триасом и верхней юрой или нижним мелом было повсеместно резким из-за перестройки структур. Внутритриасовые несогласия в этой зоне ни автором, ни другими исследователями не отмечались. Северная граница Банди-Туркестанского прогиба устанавливается с большим трудом, естественные обнажения триаса известны только до 36 параллели. Севернее же ее имеется сплошное поле развития кайнозойских и меловых отложений.

Скважины к северу и северо-западу от Меймены (Ходжакуль и др.), а также к северу от Зорчая (Ангот, Ширам, Боянов) триаса не встретили. Здесь меловые или верхнеюрские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием налегают на палеозойские отложения. По-видимому, в районе 36 параллели и следует проводить северный край прогиба. В то же время нужно отметить, что еще севернее, у северного подножия хр. Альбурз и в Ходжа-Гугердаг в скважинах под верхнеюрскими известняками встречены отложения верхнего триаса мощностью 250 м в сланцево-угленосной фации. Эти выходы триаса мы считаем платформенными и поэтому северную границу триасового прогиба проводим южнее — по крупным разломам на западе и востоке зоны и по крайним северным выходам триаса в центральной части.

Киммерийский орогенный комплекс. Формирование этого комплекса происходило в средне-позднеюрское и раннемеловое время. В среднеюрское время основная центральная часть Банди-Туркестанского прогиба испытывает поднятие и становится областью континентального размыва. На юге области в зоне бывшего эвгеосинклинального прогиба продолжалось опускание и здесь про-

исходило накопление мощной континентальной, терригенно-обломочной угленосной толщи, которая ложится несогласно с размывом на триас-лейасовые породы. Общая мощность средней юры 1000—1500 м.

Верхнеюрские отложения ложатся с размывом, а местами (район Дудкаша) и с угловым (до 8°) несогласием. В основании их имеются конгломераты до 20—40 м мощности, а затем следуют песчаники, часто кослоистые, алевролиты, углистые сланцы и прослой углей. Если в западных частях прогиба (район Дахани-Тор) разрез целиком представлен континентальными и частично дельтовыми отложениями, то в восточных частях прогиба наблюдается чередование морских известняково-терригенных отложений с богатой фауной открытого моря (особенно характерны они для келловейского и оксфордского ярусов) с пестроцветными глинами и песчаниками лагунного происхождения, содержащими доломиты, гипсы и каменную соль. Последние отложения весьма характерны для киммерийского и титонского ярусов. Мощность верхнеюрских отложений 300—1000 м. В течение неокома и апта в киммерийском прогибе накапливалась грубообломочная красноцветная моласса (серия Ред-Гри). Эти отложения со стратиграфическим, а местами со слабым угловым и азимутальным несогласием (например, в районе каменноугольного месторождения Ишшуста К. Я. Михайлов указывает азимутальные несогласия в 10° и угловые в 10—15°) налегают на титонские и более древние отложения. В наиболее типичном разрезе на левом берегу рек Сурхаб и Доаби-Мехзарин толща представлена чередованием грубых и мелкогалечных конгломератов красного и розового цвета с песчаниками, также красными и серыми. Мощность неоком-апта весьма непостоянна (от 100 до 1000 м).

Таким образом, киммерийский орогенный структурно-формационный комплекс представлен несколькими типами формаций: среднеюрской угленосной молассой, позднеюрской морской и лагунно-континентальной формациями, эвапоритовыми красноцветными молассоидами, накапливавшимися в конце поздней юры, и грубой терригенной красноцветной молассой, формировавшейся в неокоме — апте. Все эти формации формировались в довольно узком краевом прогибе, ограничивающем геосинклинальную область киммерид с юга. Об интенсивности прогибания можно судить по тому, что суммарная мощность средне-верхнеюрских и нижнемеловых (без альба) отложений достигает 2000 м.

В орогенный период Банди-Туркестанский прогиб тектонически был очень активен. В конце триаса, а скорее всего в лейасе, произошла инверсия движений и центральные части прогиба стали подниматься, в то же время по южной периферии заложился краевой прогиб, колебательные движения в нем были сложно дифференцированы с различной амплитудой в отдельных блоках. Временами общие опускания сменялись частными поднятиями. Такой характер движения определял циклическое строение толщ,

особенно хорошо выраженное в отложениях средней юры и нижнего мела. Пульсационный характер движений обусловил там же флишеподобное строение некоторых пачек шебашекской свиты. Достаточно интенсивные опускания в келловее — оксфорде вызвали трансгрессию моря в юго-восточную часть Банди-Туркестанского прогиба, а последующие поднятия в киммериджском веке обусловили отступление моря и образование на его месте лагун, а затем предгорных долин и равнин. Наибольшие поднятия киммерийского орогена проходили, по-видимому, в раннемеловое время, когда в прогибе формировались конгломератовые толщи свиты Ред-Гри, сносимые с севера.

Тектоническая активность Банди-Туркестанского прогиба в орогенный период выразилась также и в интенсивной магматической деятельности. Интрузивные тела сосредоточены в юго-восточной части Банди-Туркестанского прогиба. Они представлены комплексом малых интрузий в виде штоков, секущих и пластовых даек основного и среднего состава: диабазы, интрузивные силлиты, интрузивные андезиты и аляскитовые граниты; последние развиты к югу от гор Пули-Хумри. Все отмеченные выше интрузии, по данным В. П. Колчанова (1969), прорывают среднеюрские и келловейские отложения и никогда не были встречены среди меловых или более молодых отложений. Таким образом, внедрение их произошло в конце юрской эпохи.

Анализ угловых несогласий в толщах юры и нижнего мела показывает, что складчатые движения имели место в это время, но были слабыми и локализовались в нескольких фазах в предбайосское (может быть, ааленское) время, в предкелловейское, в предтитонское и в предальбское время. Все эти движения какой-либо перестройки ранее созданной структуры не вызвали, а лишь несколько усложнили ее. В связи с этим ниже мы не будем рассматривать отдельно структурные формы геосинклинального и орогенного комплекса, а дадим характеристику киммерийской структуры в целом.

К сожалению, восстанавливать киммерийскую структуру приходится только по очень отрывочным данным, так как выходы на поверхность триасово-юрских отложений составляют всего несколько процентов от общей площади. В целом отложения триаса и юры смяты в достаточно мелкие складки, имеющие простирание, близкое к широтному. Мелкие складки группируются в крупные антиклинории (Банди-Туркестанский и Мирзавалангский) и синклинорий (Мургабский) того же субширотного простирания (рис. 16).

В восточной части Банди-Туркестанского прогиба складчатость триасовых и юрских отложений сильно усложняется, причем здесь исчезает четкая линейная вытянутость структур и наряду со складками северо-восточного простирания фиксируются складки меридиональные и северо-западные. Вдоль южного края этого прогиба пласты наклонены на север или на северо-северо-запад

от 10 до 30° и образуют здесь крупную моноклираль, разбитую рядом сбросов. Особенно хорошо эта моноклираль видна в районе Доаби-Мехзарина (азимут падения пород СЗ 325°, угол 20—25°). Сбросы и другие мелкие нарушения в моноклинали, несомненно, более молодые; они образовались в период орогенеза и неотектонической активизации. Западнее (к северо-востоку от г. Герата) складки в породах триаса имеют восточно-северо-восточное простирание. Крылья падают под углом от 30 до 50°. Складки обычно косые. Зеркало мелкой складчатости здесь погружается на север,

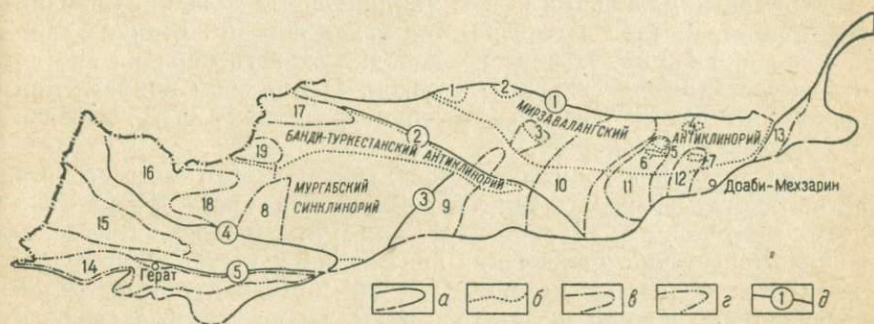


Рис. 16. Схема расположения структур в Банди-Туркестанском геосинклинальном прогибе.

Киммерийские широтные структуры: 1 — Зорчайское поднятие; 2 — Кафлагунское поднятие; 3 — Паснайское поднятие; 4 — Аукольская антиклиналь; 5 — Шебашекская антиклиналь; 6 — Чехильдухтаранская антиклиналь; 7 — Сариясыйская антиклиналь. Платформенные структуры северо-восточного простирания: 8 — Ламанское поднятие; 9 — Банди-Пайкамарская платоантиклиналь; 10 — Балхабский платоантиклинорий; 11 — Сариясыйский платоантиклинорий; 12 — Аохоракское поднятие; 13 — Пули-Кумрийская горст-антиклиналь. Платформенные структуры широтного простирания. Прогибы: 14 — Гератский, 15 — Хамдамаоский; 16 — Каларинский, 17 — Кайсарский. Поднятия: 18 — Бандигайдарское; 19 — Кушкинское. а — границы области; б — границы киммерийских структур; в-г — границы платформенных структур (в — северо-восточного простирания, г — широтного простирания); д — разломы (цифры в кружках): 1 — Мирзавалангский; 2 — Банди-Туркестанский; 3 — Фирузкохский; 4 — Банди-Бабанский; 5 — Герирудский

что дает право предположить, что далее следует крупный Мургабский синклинорий широтного простирания, полностью перекрытый отложениями чехла. Ось синклинория проходит в районе долины р. Мургаб описанной ранее прибортовой моноклинали. На юге Мургабский синклинорий ограничен Банди-Бабанским длительно живущим разломом.

Банди-Туркестанский антиклинорий располагается на северном склоне хр. Банди-Туркестан, в верховьях р. Кайсар. Длина его около 100 км, ширина 10—20 км. В ядре его обнажаются породы триаса (и даже частично верхнего палеозоя). Древние породы представлены в виде горста широтного простирания. В мезозойской структуре они располагались на юго-западном крыле антиклинория. Триасовые отложения смяты здесь в линейные складки, которые на западе имеют субширотное простирание, а в восточной части — восточно-юго-восточное. В центральной

части наблюдается антиклинальная складка; шарнир ее ундулирует, в связи с чем выделяется цепочка следующих друг за другом брахискладок. Максимальное поднятие шарнира приурочено к западной части антиклинали, где в ядре складки обнажаются породы верхнего палеозоя. Южнее проходит также через весь горст синклинальная складка и, наконец, в средней части структуры, на самом юге выделяется еще одна антиклиналь. Вдоль северного края горста местами выявляется синклиналь.

Таким образом, в строении триасового горста принимают участие две антиклинальные и две синклинальные складки. Складки эти прямые, крылья наклонены под углом $30-45^\circ$. Ширина каждой складки 1,5 км. Небольшие складки второго порядка иногда осложняют крылья основных складок. В западном направлении происходит резкое погружение структуры, может быть, в связи со сбросовым нарушением.

Свод и северное крыло Банди-Туркестанского мезозойского антиклинория располагается северо-восточнее горста, в верховьях левых притоков рек Шаринтага и Сари-Пуль, и далее на востоке, в области восточного окончания хр. Банди-Туркестан. В западной части свод полностью перекрыт чехлом киммерид, а в восточной обнажается в долине р. Балхаб. Здесь видно, что свод сложен отложениями палеозоя. Отложения триаса сохранились только в ядрах синклиналей. Складки в породах палеозоя линейные с крутыми крыльями до 50° и достаточно широкими замками: простирания их западно-северо-западные, мало отличающиеся от простирания складок триаса. К востоку от р. Балхаб ось антиклинория меняет простирание на широтное и уходит в район долины р. Андераб.

Мирзавалангский антиклинорий прослеживается вдоль северной границы Банди-Туркестанского прогиба. В ядре его к востоку от Меймены в Зорчайском и Кафлатунском поднятиях, в Поснайском поднятии, в долинах рек Таргараб и Балхаб и к югу от Аккупрука в бассейне р. Дарайсуф обнажаются породы триаса и лейаса.

Мирзавалангский антиклинорий отделен от Банди-Туркестанского молодым Мирзавалангским разломом, может быть, унаследованным. Складки в пределах антиклинория линейные, но укороченные. Так, например, в Зорчайском поднятии выход пород триаса в ядре складки имеет в длину 15 км, при ширине 4 км. Такие же соотношения длины и ширины имеет Кафлатунское поднятие, располагающееся на северном крыле Мирзавалангского антиклинория. В этом поднятии отчетливо выражено крутое восточное периклинальное замыкание складок, а также угловое и азимутальное несогласие между толщей верхнего триаса и красноцветной толщей нижнего мела.

Далее на восток северный край Мирзавалангского антиклинория определяется Аукольской антиклиналью, в ядре которой выходят угленосные породы триаса, а на крыльях — породы юры.

Складка здесь косая, северное крыло падает под углом $10-25^\circ$, а южное — под углом 40° .

В центральной части Мирзавалангского антиклинория располагаются две антиклинальные складки: Шибашекская и Чехиль-духтаранская — обе протяженностью 5—6 км. К южному краю антиклинория приурочена Сариасийская антиклиналь.

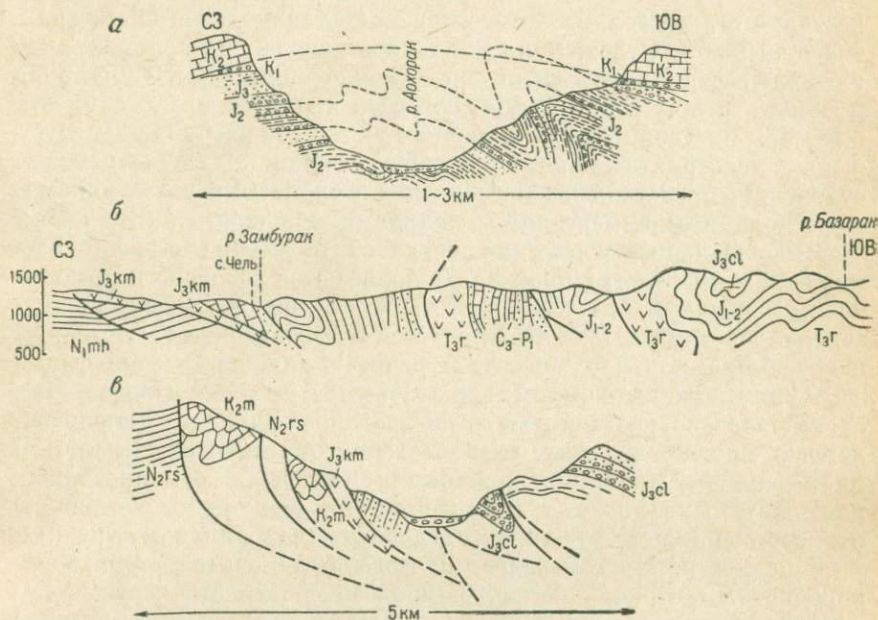


Рис. 17. Геологические разрезы через восточную часть Банди-Туркестанского прогиба.

а — складчатость юрских отложений в долине р. Аохорак (по К. Я. Михайлову и др.); б — профиль в районе Чальнамак (по К. Я. Михайлову и др.); в — фронтальная часть надвига на правом берегу р. Фархар (по В. П. Колчанову и др.)

Здесь на 67 меридиане вся структура Банди-Туркестанского прогиба начинает сужаться, складки становятся более крутыми и сложными, но так как усложнение распространяется и на отложения мела — палеогена, то, по-видимому, это связано уже с более молодыми, а не с киммерийскими движениями.

В узкой северо-восточной части Банди-Туркестанского прогиба структура очень сложная. Здесь породы триаса вместе с юрскими и меловыми смяты в крутые, часто опрокинутые на северо-запад складки, что связано, по-видимому, с молодыми движениями, и в частности с надвиганием на север Бадахшанской складчатой системы (рис. 17).

Киммерийский платформенный комплекс. В конце раннемелового (с альбского) времени Банди-Туркестанский прогиб вступает в платформенный этап развития, о чем свидетельствует резкое

изменение всего структурно-формационного комплекса. Альбские отложения залегают с разрывом, слабым угловым несогласием на отложениях апта, неокома и юры. Сложены они песчаниками, мергелями, известняками и глинами, отложившимися в прибрежно-морских условиях. Мощность этих отложений 170 м. Выше в большинстве случаев трансгрессивно и с угловым несогласием налегает карбонатная толща верхнего мела, представленная известняками, мергелями, известковыми глинами сеноман-кампанского возраста. Отложения эти распространены более широко, чем альбские, фациально они, в общем, мало изменчивы. Суммарная мощность отложений всех пяти ярусов верхнего мела не превышает 450 м. Терригенно-обломочные, а также карбонатные отложения маастрихта залегают трансгрессивно. Дат-палеоценовые отложения представлены массивными и слоистыми известняками, реже доломитами, мергелями и глинами. Мощность их до 700 м.

Вышележащие отложения среднего палеогена в восточных и центральных частях прогиба располагаются согласно и представлены гипсоносными глинами, известняками и мергелями (сузакские слои) в нижней части разреза и известняками, мергелями и песчаниками в верхней части разреза. Мощность этой фации 300—350 м. Таким образом, все отложения позднемелового — палеогенового возраста имеют относительно небольшие мощности, хорошо прослеживаются по всей территории, богаты макро- и микрофауной. Накапливались они в прибрежных мелководных или лагунных условиях в тектонически спокойной обстановке и, несомненно, могут характеризовать платформенный режим.

Западнее р. Мургаб разрез палеогена становится терригенно-карбонатным, причем большую роль играют пестроцветные лагунно-континентальные фации, в значительной мере замещающие морские.

Раннеальпийский орогенный комплекс. Отложения этого комплекса развиты только частично в юго-западной части Банди-Туркестанского прогиба, на правом берегу р. Герируд. Большая их часть располагается в пределах Банди-Баянской зоны и поэтому они были описаны ранее.

Структура платформенного чехла Банди-Туркестанского прогиба (см. рис. 16). Своеобразной особенностью платформенного чехла является его более высокая, чем на платформах, степень дислоцированности, что связано с тектонической активностью смежных структур (Банди-Баянской зоны и Приамударьинского прогиба) в период позднего палеогена и в неотектонический этап развития.

Степень дислоцированности чехла постепенно возрастает с запада на восток. Складчатые и разрывные деформации имеют два основных направления: северо-восточное, характерное для южной части зоны (за исключением крайнего западного и восточного отрезков зоны), и субширотное. Деформации последнего направления являются, по-видимому, более молодыми.

Структуры северо-восточного направления представлены широкими плоскими поднятиями и прогибами, флексурами, а также антиклинальными и синклиналиными складками в восточном отрезке зоны.

Наиболее западной структурой этого направления является Ламанское брахиантиклинальное поднятие. Оно вытянуто в направлении СВ 30° на 100 км, при ширине в 40—45 км. Общее погружение оси поднятия происходит в северо-восточном направлении. В южной части поднятия на поверхность выходят породы докембрия и палеозоя, в центральной (район Ламана) — верхнего мела. Наклон крыльев в поднятии по меловым отложениям достигает $8-10^\circ$.

Северо-восточнее Ламанского поднятия прослеживается зона флексурных складок (В. И. Дронов), в которых фундамент погружается в юго-восточном направлении. Флексуры, по-видимому, на глубине переходят в сбросы. На северо-западе эта зона ограничена Баламургабской антиклиналью, в ядре которой выходят отложения мела. Несколько сбросов, параллельных флексурам того же направления, выявлено к северо-востоку от сел. Калай-Нау. В целом эта зона флексур представляет собой пологую плато-синклиналь. На юго-восточном крае ее проходит очень крупный Фирузкохский сброс северо-восточного простирания. Вдоль него следует цепочка верхнепалеогеновых (нижнемиоценовых?) малых гипабиссальных интрузий кислого и среднего состава. Нарушение сложное, по-видимому, это целая тектоническая зона, состоящая из ряда параллельных разломов. На юге, в хр. Паропамиз по этим разломам происходит сочленение герцинского и киммерийского фундамента. С юго-востока к зоне разломов примыкает Банди-Пайкамарская платоантиклиналь. В пределах ее на р. Мургаб обнажается триасовый фундамент, а на юге в Паропамизе выходят докембрийские породы. Должно быть, с этим же поднятием связаны выходы на поверхность триасовых пород в верховьях р. Сарипуль. Длина этой платоантиклинали свыше 150 км при ширине до 40 км.

Восточнее располагается наиболее крупный Балхабский платоантиклинорий. Палеозойско-рифейский фундамент, обнажающийся в осевой части структуры по р. Балхаб, поднят до отметок 2500 м.

Балхабский платоантиклинорий пересекает весь Банди-Туркестанский прогиб и во многих местах вдоль его оси обнажаются отложения триаса: на юге — в долине р. Банди-Амир, на севере — в районе месторождения Шабашек. Длина этого поднятия свыше 170 км при ширине в южной части до 60 км. Балхабское поднятие распространилось и на Паропамизский антиклинорий, о чем свидетельствует максимальная ширина выхода допалеозойского фундамента в этой зоне.

Далее на восток устанавливается Сариясский платоантиклинорий, прослеживающийся от Банди-Амирских озер на

юго-западе до месторождения угля Дарайсуф на севере. По сравнению с более западными, Сариясский платоантиклинорий более узкий (ширина его не более 20 км при длине в 120 км). В его пределах выделяется ряд брахиантиклиналей и брахисинклиналей: например, в верховьях р. Сайган, на р. Комард у сел. Руи, в районе месторождений угля Сарияссия и Дарайсуф. Складки на крыльях этих структур имеют падение до $10-30^\circ$, часто бывают разорваны, а вблизи надвига известняки верхнего мела смяты в мелкие складки.

Следующим к востоку является Аохоракское поднятие (см. рис. 16). Эта структура имеет северо-восточное простирание в южной части и меридиональное — в северной. Вдоль ее оси выходят на поверхность породы палеозоя и мезозоя.

Наиболее восточной структурой данного типа является Пули-Хумрийская горст-антиклиналь. Она имеет меридиональное простирание. В ядре ее выходят породы палеозоя (на юге), триаса и юры. Свод складки в поздне меловых породах довольно пологий. Крылья образуют большие моноклинали с углами падения $10-20^\circ$. Пули-Хумрийская складка наиболее узкая. Ширина ее не более 5—6 км при длине в 50 км.

Структуры субширотного простирания. Эти структуры являются наиболее молодыми. Они связаны с неоген-четвертичными движениями и представлены главным образом разрывами, сбросами, взбросами, пологими надвигами. В западной части Банди-Туркестанского прогиба в связи с неотектоническими движениями образовались широтные прогибы, выполненные неогеном: Герирудский, Каларинский и Кайсарский. Прогибы разделены поднятиями Бандигаидарским к югу от Каларинского прогиба и Кушкинским — к северу от него. В связи с общим подъемом Банди-Туркестанской структуры эти прогибы в восточном направлении исчезают.

Взбросовые и сбросовые нарушения часто сопровождают поднятия. Так, самый крупный Банди-Туркестанский антиклинорий ограничен двумя тектоническими линиями, по которым образовался горст, сложенный породами триаса. В юго-западной части его субширотные разломы образовали несколько грабенов (см. приложение). По южному краю Каларинского прогиба прослеживается крупный Банди-Бабанский взброс субширотного простирания, описанный В. В. Кулаковым в 1968 г. Он представляет собой целую зону, в пределах которой наблюдается система субпараллельных, оперяющих основной разлом, взбросов и надвигов, падающих на юг и юго-юго-восток. Между этими надвигами все породы, включая верхнепалеогеновые, смяты в мелкие складки. Амплитуда взброса, по мнению В. В. Кулакова, не менее 1000 м.

В средней части Банди-Туркестанского прогиба между 66 и 67 меридианами простирание многочисленных разломов приобретает северо-восточное направление, с тем чтобы дальше на восток

сделаться вновь субширотным, а еще восточнее перейти вновь в северо-восточное.

Интересно отметить, что на всем протяжении неотектонические структуры в Банди-Туркестанском прогибе по простиранию совпадают с киммерийскими структурами и под большим углом секут более близкие к ним по возрасту позднепалеогеновые структуры. Однако следует заметить, что часто, совпадая с киммерийскими по направлению, неотектонические структуры отличаются от них по конфигурации и иногда по направленности движений.

САФЕДХИРСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Как с юго-востока, так и северо-запада Сафедхирский прогиб ограничен крупными глубинными разломами и надвигами, поэтому его первичные размеры не известны. Располагаясь между двумя сильно приподнятыми структурами, Бадахшанским герцидским горст-антиклинорием и Нуристанским срединным массивом, он в современной структуре представляется как сильно сдавленный грабен.

Структурно-формационные комплексы. В пределах Сафедхирского геосинклинального прогиба выделяется четыре структурно-формационных комплекса: 1) байкальский орогенный — вулканогенно-терригенный, молассовый; 2) герцидский парагеосинклинальный карбонатно-терригенный; 3) киммерийский геосинклинальный терригенно-флишоидный; 4) киммерийский орогенный.

Байкальский орогенный комплекс подразделяется на две формации: нижнюю, вулканогенно-карбонатную, сложенную в нижней части черными и пестрыми мраморизованными известняками, мелкогалечными конгломератами и песчаниками, иногда косо-слоистыми, и верхнюю — представленную красно-бурыми туфами кислого состава, кварцевыми порфирами, игнимбритами, в кровле переслаивающимися с известняками. Общая мощность вулканогенно-карбонатной формации 2000—2500 м. Ее можно определить как нижнюю формацию байкальского молассового комплекса.

Верхняя формация лежит на нижней со стратиграфическим несогласием. Основная часть формации накапливалась в континентальных условиях, о чем свидетельствуют тип отложений, косая слоистость в песчаниках и т. п. Мощность этих отложений сильно изменчива: от 1000 м в южных частях зоны до 3500 м в северных. По всем признакам эту молассовую формацию можно определить как верхнюю формацию байкальского молассового комплекса, характерную для межгорных или предгорных прогибов орогенного этапа развития.

По характеру и типу пород, по мощностям, кислому наземному вулканизму описанные толщи протерозоя вполне отвечают орогенным формациям — вулканогенной и красноцветной молассе. Но тогда возникает вопрос: какому же этапу складчатости и

горообразования соответствует этот комплекс? Налегание на него мраморов с трилобитами в Ванчском хребте (Центральный Памир) не оставляет сомнений в докембрийском возрасте. Отсутствие угловых несогласий и формационное сходство с отложениями нижнепалеозойского комплекса не позволяют резко отрывать (по возрасту) эти отложения от палеозойских. Таким образом, наиболее вероятен их позднепротерозойский — вендский возраст, и, следовательно, связывать этот орогенный период необходимо с позднерифтовой раннебайкальской складчатостью.

Герцинский парагеосинклинальный комплекс ложится на нижележащий со слабым, не всегда различимым стратиграфическим несогласием. В то же время в северных районах прогиба В. М. Моралев и другие указывают азимутальное несогласие в 10—30°. Отложения этого комплекса представлены в основном карбонатными породами: известняками и доломитами. На уровне силура карбонатная толща иногда замещается терригенно-обломочной.

В северном направлении в сторону долины р. Пяндж мощность толщи увеличивается, а также возрастает количество обломочного материала. В отложениях нижнего силура и верхнего девона имеются прослои андезитовых порфиритов и туфов.

Отложения среднего и верхнего карбона в афганской части Сафедхирского прогиба не доказаны, но в СССР, на территории Центрального Памира, Б. П. Бархатов (1963) указывает карбонатную пачку среднего — верхнего карбона мощностью до 270 м, терригенно-обломочную пачку нижней перми мощностью от 0 до 1500 м и известняки верхней перми мощностью в 20 м. К востоку от Файзабада, у сел. Бараки нами выявлена пачка сходных известняков, так же, возможно, позднепермского возраста. Мощность ее до 260 м.

Мощность ниже-среднепалеозойской карбонатной толщи до 11 тыс. м на севере и до 3,5 тыс. м на юге прогиба. Восточнее, в центрально-памирской части она достигает 6 тыс. м. Больше всего в этой мощной толще поражает отсутствие перерывов, угловых и азимутальных несогласий. От кембрия (может быть, венда) до триаса она представляется как единый структурно-формационный комплекс.

Однообразный, достаточно хорошо выдержанный формационный комплекс, карбонатный тип отложений и т. п. позволили некоторым авторам, например Г. Г. Захарову, относить палеозойские отложения к платформенному комплексу. Нам кажется, это неверно. Здесь мы имеем дело с карбонатной геосинклинальной формацией, заполнявшей самостоятельно развивающийся с протерозоя до триаса сквозной геосинклинальный прогиб (Славин, 1964).

Киммерийский геосинклинальный комплекс в строении Сафедхирского прогиба играет большую роль и занимает значительную площадь. Его отложения были выделены и описаны А. Дезио (Desio, 1964) под именем свиты черных сланцев. В основании пород

комплекса залегает пачка известняков и доломитов, перемежающихся с кварцевыми песчаниками (паинширская свита $P_2^?$ — T_3). Мощность 300—500 м.

Основная часть отложений комплекса, именуемая шахдаринской свитой, представлена очень мощной толщей терригенно-обломочных пород, среди которых преобладают аргиллитовые и алевролитовые разности; в нижней части встречаются гравелиты и мергели, в средней — аспидные сланцы и пачки флишеидных пород. Суммарная мощность отложений комплекса 3—4 тыс. м.

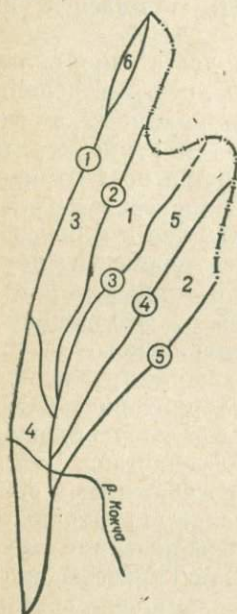
Отложения геосинклинального комплекса достаточно сильно метаморфизованы и отвечают фации зеленых сланцев. В отдельных участках метаморфизм их явно усиливается, по-видимому, за счет контактового воздействия интрузий тонолитов и гранодиоритов (Desio et al., 1964), возраст которых определяется поздне триасовым, лейасовым (?). Таким образом, отложения триаса — лейаса (?) представлены формациями аспидных сланцев и флишевой, т. е. типично геосинклинальными. Большие мощности пород также свидетельствуют в пользу наличия в триасе — лейасе геосинклинального прогиба, располагающегося на юго-восточном краю герцинского орогена. Отложения киммерийского геосинклинального комплекса с территории Бадахшана прослеживаются в северо-восточном направлении на территорию СССР, в зону Центрального Памира, где они занимают большую площадь и, по-видимому, большие мощности, чем в Афганистане.

Триасовые отложения Сафедхирского прогиба имеют определенные черты сходства с синхронными отложениями центральной части Банди-Туркестанского прогиба. И, хотя в современной структуре Сафедхирский прогиб отделен от Банди-Туркестанского, не исключена возможность, что они в триасе соединялись, образуя единую весьма обширную зону прогибания. Появление Бадахшанского блока, разделившего эти структуры, произошло в более позднее время. В связи с этими поднятиями триасовые отложения в пределах горст-антиклинория могли быть денудированы.

Киммерийский орогенный комплекс подразделяется на два подкомплекса: нижний, сложенный терригенно-карбонатной формацией средне-верхней юры, и верхний — пестроцветной моласовой и вулканогенной формациями мел-палеогена.

Нижний подкомплекс представлен кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. В отличие от триасовых они имеют небольшую мощность (до 500 м) и пеструю окраску. Среди этих пород встречаются ярко-желтые, малиново-вишневые и зеленые аргиллиты и бокситы, а также прослой известняков-ракушечников. Верхняя часть подкомплекса сложена органогенно-детритовыми известняками верхней юры, достигающими в рифогенных фациях 800-метровой мощности. Отложения нижнего подкомплекса связаны с формированием отдельных прогибов, возникающих на фоне общих значительных поднятий киммерид.

Отложения верхнего подкомплекса занимают весьма небольшие пространства в пределах прогиба, причем описана здесь только палеогеновая часть подкомплекса. Нижняя часть разреза палеогена (Пшартская свита) располагается в северной части прогиба и связывается с узкими глубокими грабенами субмеридионального (ССВ) простирания. Пшартская свита сложена отложениями типичной пестроцветной грубообломочной молассы: песчаниками, конгломератами, алевролитами с прослоями известняков, особенно



в нижней части. Общая мощность свиты сильно меняется и достигает 2500 м. Возраст свиты определяется как палеоценовый. Южнее, в центральной части прогиба Г. Г. Семеновым описаны вулканогенные отложения, аналогичные отложениям бартангской свиты Центрального Памира. Они представлены андезито-базальтами видимой мощности 1000 м. Среди андезито-базальтов встречаются тонкие прослой серого известняка с туфогенным материалом. По аналогии с Центральным Памиром эти отложения относятся также к раннему палеогену. Палеогеновые отложения в Центральном Памире согласно

Рис. 18. Схема расположения структур в Сафедхирском геосинклинальном прогибе.

Антиклинории: 1 — Шиванский; 2 — Лальский. Синклинории: 3 — Ванчский; 4 — Паиншерский; 5 — Язгулемский. 6 — Гумайский грабен. Разломы: 1 — Тургауский; 2 — Ванчский; 3 — Шиванский надвиг; 4 — Язгулемский; 5 — Рушано-Пшартский

залегают на верхнемеловых известняках и мергелях и резко несогласно (с угловым и стратиграфическим несогласием) и вместе с последними располагаются на более древних отложениях мезозоя и палеозоя.

С мел-палеогеновым структурно-формационным комплексом связан интрузивный гранитоидный так называемый Ванч-Язгулемский комплекс. Эти породы встречены в северной части зоны в долине р. Пяндж. Они представлены гранитами, дайками гранитпорфиров и аплитов. Возможно, что этот комплекс по возрасту отвечает вулканогенным толщам палеогена.

Структура Сафедхирского прогиба (рис. 18). Большинство складчатых форм прогиба оборвано разрывными нарушениями. Поэтому их приходится именовать как грабен-синклинорий или горст-антиклинорий. В складчатой структуре прогиба выделяются (с запада на восток): Ванчский синклинорий, Шиванский горст-антиклинорий, Язгулемский синклинорий и Лальский антиклинорий. Крупнейшими краевыми разрывными структурами являются

зоны Турганского (Акбайтальского) разлома и Рушано-Пшартский разлом. К наиболее крупным внутренним тектоническим разрывам принадлежат Язгулемский сброс, Шиванский надвиг.

Зона Турганского (Акбайтальского) разлома прослеживается вдоль всей западной границы Сафедхирского прогиба. Вдоль этой границы гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя (?) (на юге Бадахшанской зоны) и нижнего карбона (на севере той же зоны) соприкасаются с отложениями палеозоя и мезозоя Сафедхирского прогиба. Непосредственно граница нами наблюдалась у сел. Гулар, где разлом представлен крутопадающим на запад взбросом, возможно выполаживающимся на глубине (рис. 19). Не исключено, что краткая часть разрыва является молодым сбросом.

Ванчский синклиниорий — очень сложная структура, предельно сжатая и разорванная продольными надвигами, сложенная отложениями нижнего — среднего палеозоя и триаса. Его западное крыло представляет собой зону чешуйчатых складок, разделенных субпараллельными разрывами; в связи с этим на ряде участков

оно превращено в ряд тектонических клиньев и блоковых пластин. Все плоскости разрывов круто наклонены на запад. К востоку (при удалении от Турганского надвига) плоскости разрывных дислокаций выполаживаются и превращаются в надвиги (поддвиги), иногда пологие с амплитудой до 2 км.

В южной части Ванчского синклинория расположен Паиншерский синклиниорий, также разбитый системой разломов на отдельные чешуи. В ядре этого синклинория залегают породы триаса, на западном крыле — породы силура. Ось синклинория имеет меридиональное простирание.

В северной части Ванчского синклинория располагается Гумайская грабен-синклиналь, выполненная в центре отложениями палеогена, которые смяты в мелкие складки с крутыми падениями крыльев и довольно плоскими замками. Восточнее грабен-синклинали, на восточном крыле Ванчского синклинория выявляется несколько крутых разорванных складок.

Шиванский горст-антиклинорий принадлежит также западным краевым структурам, связанным с Турганским надвигом. В пределах этого горст-антиклинория в наиболее приподнятых чешуях выведены на поверхность породы протерозоя и нижнего палеозоя, а в опущенных — породы среднего палеозоя и триаса. Горст-антиклинорий резко наклонен на восток, где ограничен полого падающим на запад Шиванским надвигом (породы протерозоя здесь налегают на триас). О малом наклоне его плоскости можно

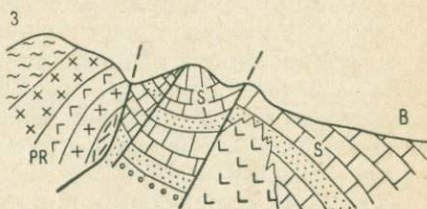


Рис. 19. Схематический разрез через Турганский взброс у сел. Гулар

судить по небольшим тектоническим отторженцам протерозоя в бассейне р. Шивы, удаленным от основного тела более чем на 2 км. Внутри горст-антиклинория отмечается еще одна полого надвинутая чешуя. Складчатая структура Шиванского горст-антиклинория состоит из двух полных складок, прослеживающихся на значительном расстоянии. В северной части его располагается большая интрузия гранитоидов позднемелового-раннепалеогенового возраста.

Язгулемский синклиний является основной структурой Сафедхирского прогиба и выполнен отложениями триаса и юры. Северную часть синклиния занимает интрузия гранитов позднепалеогенового возраста. Все породы в его пределах смяты в достаточно крупные прямые складки с углами падения крыльев 40—50°. В северной части складки второго порядка вытянуты в северо-восточном направлении, а в южной, возможно в связи с замыканием структур, их простирание меняется на северо-западное. Вблизи крупных разломов складчатость усложняется, складки становятся более крутыми, сжатыми, часты подворачивания крыльев.

Разрывные дислокации и в этом синклинии играют большую роль. Крылья Язгулемского синклиния ограничены двумя крупными весьма протяженными разломами северо-восточного простирания: Шиванским на западе и Язгулемским на востоке. В связи с этим структура в целом должна именоваться как грабен-синклиний. Кроме этих двух краевых сбросов имеется еще несколько субпараллельных разрывов, усложняющих структуру синклиния. Разрывы, ограничивающие синклиний, очень активны в настоящее время. К ним приурочены основные очаги бадахшанских землетрясений, многочисленные сейсмодислокации.

Лальский антиклинорий располагается юго-восточнее Язгулемского синклиния и ограничивает Сафедхирскую зону с юго-востока. Севернее на Памире, на его продолжении лежит Сарезско-Пшартский антиклинорий. Северная часть Лальского антиклинория располагается в пределах хр. Лаль. В Афганистане эта структура изучена очень слабо. Большая часть ее сложена интрузивными массивами гранитов и гранодиоритов, по мнению К. Стажило-Алексеева и др. (1973), олигоценного возраста. Тела гранитоидов вытянуты в северо-восточном направлении вдоль юго-восточной границы антиклинория, а следовательно, и южной границы Сафедхирского прогиба. Это обстоятельство косвенно свидетельствует о крупном глубинного заложения Рушано-Пшартском разломе, ограничивающем прогиб с востока. На советской территории отмечается (Бархатов, 1963), что зона Рушано-Пшартского разлома на северо-запад и сопровождается чешуйчатыми структурами. В северной части антиклинория в хр. Лаль выходят на поверхность сланцы триаса, смятые в крутые складки того же, что и разрывы, меридионального простирания.

Время формирования структур Сафедхирского прогиба уста-

новить трудно. Одной из главных особенностей является малое количество угловых несогласий, а значит и отсутствие фаз складчатости в палеозое, раннем и среднем мезозое. Все отложения от протерозоя до юры включительно образуют единый структурно-тектонический комплекс. В течение всего этого периода область испытывала в основном опускание, может быть прерываемое частными поднятиями в конце протерозоя в предпозднепермское и раннемеловое время. Подобные прогибы с большим периодом опусканий относятся к категории транзитных сквозных геосинклинальных прогибов (Славин, 1964). Максимальные прогибания были в триасовое время. В этот период опускания распространились к юго-востоку за пределы Сафедхирского прогиба, в связи с чем его юго-восточная граница по отложениям триаса не устанавливается. Первая фаза складкообразования (возможно, конседиментационная) была в юрское время, а вторая — в раннемеловое, о чем свидетельствует налегание верхнемелового — палеогенового комплекса на отложения нижнего мезозоя и палеозоя с угловым несогласием. Складки, созданные в это время, были широкие с пологими углами наклона крыльев. В это время образовались первичные антиклинории и синклинории. Можно предположить, что простираание этих структур было субширотное. Весьма интенсивные движения охватили Сафедхирский прогиб в палеогеновое время. Резкое давление с юго-востока создало современную складчатую структуру и определило северо-восточные (субмеридиональные) простираания. Эти вторичные структуры не всегда совпадают с первичными: так, например, Лальский антиклинорий заложился на крыле Язгулемского синклинория (Бархатов, 1963). В это же время оформились краевые разрывы: сброс по юго-восточной окраине и поддвиг по северо-западной. Дальнейшее развитие и усложнение структуры прогиба произошло в неотектоническом этапе. Большое количество разрывных структур, блоковые движения с преобладанием положительных характеристикизовали Сафедхирский прогиб в неоген-четвертичное время.

ДЖЕЛАЛАБАДСКИЙ ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Впервые этот прогиб под названием Джелалабадской зоны был выделен В. И. Славиним и С. Х. Мирзодом (1969). На тектонической карте В. П. Колчанова (Мирзод и др., 1968) он был отнесен к древнему ядру внутри области альпийской складчатости. В работе Д. Вейперта и др. (Weippert, 1970) эта структура изображена в виде палеозойского трога в Нуристанском блоке. Джелалабадский прогиб представляет собой часть киммерийского геосинклинального прогиба, образовавшегося на складчатом протерозойском метаморфическом основании. Геосинклинальный прогиб развивался здесь длительное время (с начала палеозоя и до конца ранней юры) и в этом отношении сходен с прогибом Сафедхирса. Метаморфический фундамент выходит на поверхность

в южной части зоны в хр. Спингар. В западной части к западу от г. Джелалабада, на склонах долины р. Кабул обнажаются палеозойские и триасовые отложения геосинклинального комплекса. Центральная часть занята неогеновыми отложениями молодой наложенной впадины.

Структурно-формационные комплексы. В строении Джелалабадского прогиба выделяется четыре структурно-формационных комплекса: 1) добайкальский геосинклинальный, 2) палеозойский геосинклинальный, 3) киммерийский парагеосинклинальный и 4) неотектонический неоген-четвертичный (позднеорогенный).

Добайкальский комплекс представлен метаморфизованными породами: кварц-биотитовыми, кварц-ставролитовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. В восточной части хребта Спингар среди этой толщи встречаются ортогнейсы. Верхняя часть комплекса сложена мощной (до 600 м) пачкой мраморов. По-видимому, первично это были доломиты, превратившиеся в тремолитовые мраморы, магнезиты и тальк. В мраморах есть пласты и пачки кварцитов. Общая мощность пород комплекса до 2—3 тыс. м. К сожалению, взаимоотношения сланцевой толщи и мраморной не установлены и поэтому объединение их в единый структурный комплекс несколько условное. По степени метаморфизма породы байкальского комплекса относятся к фации альмандиновых амфиболитов (кианит-мусковит-кварцевой субфации, по Файфу и Тернеру).

Палеозойский комплекс развит очень широко в северной части прогиба. Он представлен довольно мощной толщей до 3—4 тыс. м (по данным Г. Виттекинда, 5 тыс. м) глинистых филлитов с прослоями и пачками песчаников, известняков, туфов и туффитов. Филлиты черные, темно-серые, графитизированные, однородные, иногда зеленовато-серые, в целом напоминают фацию аспидных сланцев. Контакт палеозойского и байкальского структурно-формационных комплексов тектонический, но можно предполагать стратиграфическое и угловое несогласие.

Вся эта толща палеозойского комплекса по степени метаморфизма отвечает верхней субфации зеленых сланцев. Отложения палеозоя по своему характеру и фаціальным особенностям сходны с геосинклинальными формациями, но мощности их относительно невелики.

Киммерийский парагеосинклинальный комплекс (верхняя пермь, триас) ложится со стратиграфическим несогласием на нижний комплекс и почти целиком сложен карбонатными породами, имеющими терригенную пестроцветную песчано-аргиллитовую пачку (20 м) в основании.

В нижней части карбонатной толщи известняки серые, массивные и слоистые, мелководные: детритовые, часто песчанистые, содержат прослои песчаников. По фауне кораллов известняки соответствуют верхней перми, мощность их 200 м. Разрез триасо-

вых отложений очень полный, в нижней части это брекчиевидные черные известняки и доломиты нижнего триаса, затем следует слоистая пачка известняков и мергелей среднего триаса. Верхнетриасовые отложения отличаются очень большой мощностью, свыше 1000 м. Известняки здесь обычно слоистые, часто тонкослоистые однородные. Судя по фауне, среди них присутствуют карнийские и норийские отложения.

Общая мощность карбонатных пород киммерийского комплекса, по данным Г. Виттекинда (D. Weippert, 1970), свыше 2,5 тыс. м. При наших замерах получилась несколько меньшая цифра — порядка 1,5 тыс. м.

Отложения средней — верхней юры, мела и палеогена в Желалабадском прогибе отсутствуют, что, по-видимому, связано с началом крупных поднятий.

Неотектонический молассовый комплекс сложен обломочными континентальными пестроцветными отложениями — формацией грубой верхней молассы неогена и плейстоцена. Немецкие геологи (D. Weippert и др., 1970) оценивают общую мощность молассы в 2 тыс. м, советские исследователи (Ш. Ш. Деникаев и др.) — в 1—1,5 тыс. м. Отложения этого комплекса (серия Латабанд) соответствуют формации Сивалик, развитой в Индии и Пакистане.

Структура Желалабадского парагеосинклинального прогиба. В южной части прогиба выделяется молодой, геотектонического заложения, Спингарский горст-антиклинорий; в северо-восточной части — раннекиммерийский синклинорий; в центральной части — наложенная Желалабадская впадина.

Спингарский горст-антиклинорий со всех сторон ограничен взбросами. На севере горст граничит с отложениями неогена, на которые он надвинут по крутому, падающему на юг, взбросу. Пласты миоцена вдоль тектонического контакта собраны в достаточно крутые, не характерные для структуры неогеновой мульды, складки. На юге кристаллические сланцы горста контактируют по разлому с отложениями юры, мела и палеогена. Южный разлом, ограничивающий горст и Желалабадский прогиб, имеет широтное простирание, но в западной и восточной частях он отклоняется к северу и смыкается с северным разломом. Таким образом, Спингарский горст имеет в плане форму вогнуто-выпуклой на юг линзы. Амплитуда Спингарского сброса, исходя из мощности отложений неогена и высоты горного сооружения Спингар, превышает 2 тыс. м.

Докембрийские метаморфические породы, слагающие горст, смяты в узкие линейные складки западно-северо-западного направления. В западной части складки принимают северо-западное простирание. Складки крутые изоклинальные с отчетливо выраженной северной вергентностью. Южные крылья складок в связи с этим нормальные с наклоном в 50—70°, северные — более крутые (60—80°) и часто опрокинутые.

Судя по тому, что в складках, ограничивающих горст с северо-востока, у сел. Гошталь, и с юго-запада, у сел. Сикрами, участвуют отложения палеозоя, следует предположить, что древняя складчатая структура представляет собой антиклинорий.

Исходя из несогласного залегания отложений палеозоя на докембрии в соседних структурах, наличия магматических тел, связанных с этим несогласием, и резким различием в метаморфизме протерозойских и палеозойских пород, можно предположить наличие предпалеозойской фазы складчатости. Но, по-видимому, главную роль в образовании складок фундамента все же сыграли

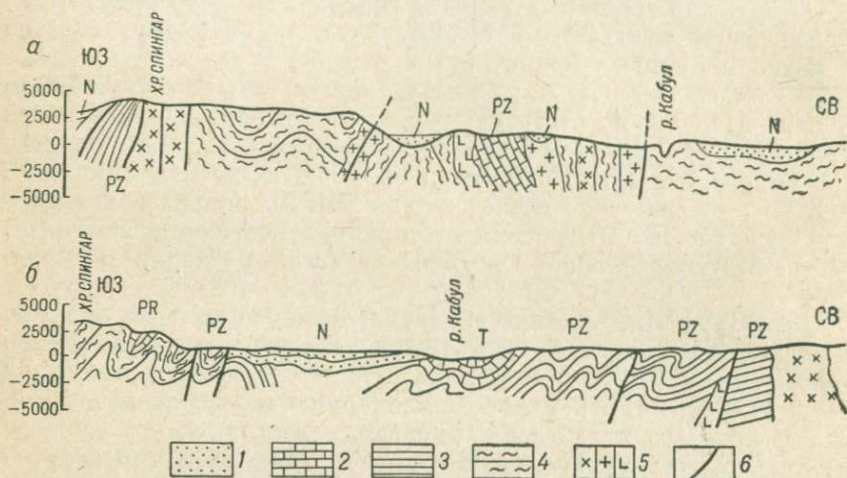


Рис. 20. Геологические разрезы через Джелалабадский прогиб:

а — через западную часть, б — через восточную часть. 1 — неоген; 2 — пермь и триас; 3 — палеозой; 4 — протерозой; 5 — магматические породы; 6 — разломы

киммерийские движения, в связи с чем структурные планы фундамента и геосинклинального чехла в западной части Джелалабадского прогиба очень близки (рис. 20, а).

Дизъюнктивные нарушения во внутренней структуре горста играют второстепенную роль. Продольные нарушения наиболее развиты в западной части горста. По-видимому, с ними связаны позднепротерозойские габброиды, а также щелочные аляскитовые граниты. Широким развитием в восточной части горста пользуются поперечные разрывы северо-восточного простирания.

Раннекиммерийский синклиний. На территории Афганистана располагается только западная часть этого синклинория, именуемого на территории Пакистана Хазарским складчатым сооружением (Воскресенский и др., 1971). Синклиний вытянут в субширотном направлении. В западной части он как бы облекает Нуристанский срединный массив, приспособившись к его форме,

в связи с чем палеозойские отложения в северной части Джелалабадского прогиба имеют северо-северо-восточное простирание.

Отложения палеозоя (исключая верхнепермские) на юго-востоке Джелалабадского прогиба смяты в узкие сильно сжатые линейные складки субширотного (ЗСЗ) простирания.

В восточной части прогиба, вблизи Пакистанской границы на площади шириной в 30 км выявлены пять полных складок (рис. 20, б). Складки так же, как и в фундаменте, опрокинуты на север, наклоны южных крыльев $50-60^\circ$, северных $70-80^\circ$. Складки субширотного простирания в 30 км от границы испытывают погружение на запад, и здесь почти параллельно р. Гошта



Рис. 21. Складка в пермских отложениях хр. Маркох у сел. Гирдаб

(левый приток р. Кабул) проходит крупный разлом. Западнее разлома вся структура принимает северо-восточное направление, четкие линейные складки здесь на левобережье р. Кунар простираются параллельно краю Нуристанского массива, образуя Кунарскую зону. Граница этой зоны с Нуристанским массивом тектоническая; их разделяет Кунарский разлом. Отложения нижнего — среднего палеозоя в Кунарской зоне метаморфизованы сильнее, чем в юго-восточной части, и прорваны мезозойскими гранитами.

В южной части Кунарской зоны на относительно узкой полосе (от массива до границы) фиксируется не менее трех полных складок. Структура северной части зоны не изучена. Можно предположить, что она такая же, как и южная часть зоны.

Породы киммерийского (верхнего) парагеосинклиналичного комплекса: верхнепермские и триасовые, обнажающиеся в районе хр. Маркох, смяты в более пологие, прямые складки с углами падения крыльев в $40-50^\circ$ (рис. 21). Здесь наблюдается некоторая

брахиформность структур. Несмотря на различие складчатых форм герцинского и киммерийского комплексов, вряд ли можно говорить о разных структурных планах отложений палеозоя и мезозоя. Скорее всего, небольшие имеющиеся различия связаны с различиями литологии и особым положением хр. Маркох в зоне погружения складчатой системы. Нам кажется, что предпозднепермская фаза складчатости, хотя, по-видимому, и имела место в Джелалабадском прогибе, но принципиальной роли в образовании складок не играла.

Точное определение времени образования складчатой структуры в Джелалабадском прогибе установить не удастся в связи с отсутствием отложений юры, мела и палеогена. По некоторым косвенным признакам (начало интенсивного поднятия, возраст интрузивных пород и т. п.) нам кажется, что решающую роль играли послетриасовые или послелейасовые движения, в связи с чем этот прогиб мы и относим к ранним киммеридам.

В течение юры, мела и палеогена Джелалабадский прогиб совместно с Нуристанским срединным массивом испытывал поднятие. В восточной (пешаварской) части синклинория имеются отложения мела и палеогена в фации мелководных маломощных известняков и глин.

Джелалабадская неотектоническая впадина. По данным Г. Витекинда, она выполнена мощной толщей (свыше 2000 м) неогеновой красноцветной молассы, распространяющейся и на южную часть Нуристанского массива.

Породы смяты в пологие брахискладки. По краям впадины они под углом от 3—5 до 10° наклонены к центру впадины. В центральных частях наблюдаются брахискладки, вытянутые в широтном направлении. Длина складок от сотен метров до 10 км, ширина до 2—3 км. Углы наклона крыльев 10—15°. Наиболее крупная и крутая антиклиналь наблюдается в юго-восточной части впадины в районе с. Ачин. Это прямая симметричная антиклиналь с крыльями, наклоненными под углом 30—35°. Длина этой складки свыше 15 км. Располагается она вблизи, а может быть на оси крутого взброса, и, по-видимому, генетически связана с ним.

В неогеновых отложениях наблюдаются также ряд разрывных нарушений сбросового типа, субширотного или северо-восточного простирания. Сбросы небольшой амплитуды (10—50 м). Исключением составляют краевые разломы, ограничивающие впадину с юга и северо-запада. Южное Спингарское нарушение представляет собой взброс с плоскостью, наклоненной на юг. Взброс заложен в конце палеогена, но его последние подвижки раннечетвертичного возраста; вдоль него протерозой надвинут на отложения неогена и плоскость хорошо выражена в рельефе. Амплитуда новейшего взбросо-надвига превышает 1000 м. На северо-западе Джелалабадская впадина ограничена узким блоком (горстом), сложенным докембрийскими породами фундамента Нуристанского массива. Амплитуда нарушения и здесь достигает 1000 м, причем возраст

этого горста еще более молодой — среднечетвертичный (?). Блок отделил северо-западную (заложенную на Нуристанском массиве) часть впадины от южной. Молодость горста хорошо доказывается при анализе долины р. Кабул, которая при пересечении восточной части горста резко меняет свой поперечный профиль — становится каньонообразной.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ ВАХАНСКОГО КОРИДОРА

Ваханский коридор — это узкая полоса на крайнем северо-востоке Афганистана, отделяющая советскую часть Памира от Пакистана и Индии. Геологическое строение этой территории изучено очень слабо.

В конце XIX в. Столичка сделал маршрут по рекам Малый Памир, Вахан и Пяндж. Согласно его наблюдениям, описанным Бланфордом в 1878 г., этот район сложен черными сланцами карбона, известняками триаса, гнейсами докембрия. Н. Гайден в 1916 г. включил черные сланцы в свиту Сары-Коль, описал в них большое количество вулканических пород и отнес их к верхнему палеозою. К. Брюкл отметил, что сланцы в западной части Вахана падают на юго-восток под углом 30° и пересекаются гранитной интрузией. А. Дезио, П. Ги и Г. Паскуаре (Desio et al., 1968) эти породы назвали сланцами Хандут.

Советские исследователи, знакомые с геологией Памира, ваханской свите, или свите хандутских сланцев, склонны приписывать пермо-триасовый (?) или карбон-триасовый возраст. Нам кажется, что в пределах Ваханского коридора в составе сланцевой серии присутствуют отложения верхнего палеозоя, с одной стороны, и верхней перми — триаса, с другой.

Учитывая все немногочисленные сведения по геологии Ваханского коридора, а также используя сведения по Памиру и северной части Пакистана, можно предположить, что территория Ваханского коридора является частью киммерийской геосинклинали, наложенной на добайкальский фундамент.

В пределах этой геосинклинали выделяются три структурных яруса: нижний, представленный гнейсово-сланцевым комплексом протерозоя и составляющий фундамент геосинклинали; средний — собственно геосинклинальный, сложенный сланцевыми толщами карбона — триаса и представленный мощными (свыше 4000 м) толщами черных, зеленых и серых сланцев (серия Хандут), содержащих пачки спилит-кератофировых пород и их туфов, пачки массивных, иногда рифогенных и слоистых известняков, а также песчано-кремнистых разностей, и верхний орогенный комплекс (кайнозойский), пользующийся малым развитием. Он представлен континентальными красноцветными грубообломочными породами. Существенную роль в его строении играют магматические тела гранитоидов, по-видимому, мелового возраста.

Большая (западная) часть территории соприкасается (на северо-западе) с Памирским срединным массивом (зоной Юго-Западного Памира) и, хотя контакт осуществляется повсеместно по тектоническому шву, можно уверенно говорить, что фундамент срединного массива слагает и фундамент Ваханской геосинклинали. Таким образом, Ваханский прогиб наложен на структуру массива. По-видимому, это определило характер киммерийской складчатости. Геосинклиналильный комплекс смят в пологие большого радиуса складки. В западной части зоны преобладают падения пород на ВЮВ с углами $20-40^\circ$; здесь располагается северное крыло синклинория, ось которого проходит по территории Пакистана. В ядре этой структуры развиты породы мезозоя. В средней части, в районе 37 параллели происходит замыкание синклинория, в связи с чем к востоку от Хандута простираются породы почти широтные с падением пород на юг под углом $20-30^\circ$. В долине р. Пахди, у сел. Патур внутри сланцев Хандут наблюдаются надвиги.

Интересно, что все разломы на этом участке также принимают широтное простираение. В восточной части коридора (еще менее изученном) обнажается более древняя часть сланцев и, судя по строению смежной территории Северной Индии, здесь возможно обнаружить отложения фундамента. Простираение пород в этой части, в Ваханском и других хребтах, вновь северо-восточное. По-видимому, здесь располагаются два антиклинория, разделенные крупным тектоническим швом. В ядрах антиклинориев выходят массивы гранитоидов.

Киммерийские прогибы развивались на жестком фундаменте герцинид, прошедшем орогенную стадию, или на весьма своеобразном чехле срединного массива. Формационный комплекс этих прогибов двух типов: 1) терригенно-обломочный и вулканогенный (в Банди-Туркестанской и Сафедхирской геосинклиналях), характерный для всех геосинклиналей, — это аспидные сланцы, флиш, грубообломочные — конгломератовые фации (по краям прогиба), спилит-кератофировая и андезитовая формации и 2) карбонатный (в Джелалабадском прогибе), весьма характерный для геосинклиналей южной части Альпийского складчатого пояса. Мощности отложений умеренные, измеряемые несколькими тысячами метров, но если учесть, что время жизни киммерийских прогибов ограничивалось одним триасовым периодом, то они вполне соизмеримы с мощностями позднеальпийских геосинклиналильных прогибов.

Складчатые движения в киммерийской геосинклиналильной области проявились в период между триасом и лейасом и в конце лейаса. Складчатая структура, созданная ими, оказалась достаточно спокойной — линейные, иногда брахиформные, прямые, относительно пологие крупные складки. Складчатость охватила не только геосинклиналильные прогибы, но и прилежащие части дна в смежных областях. Совместно со складчатостью ($T-I_1$)

происходило внедрение гранитоидных интрузий, широко развитых в краевых частях Банди-Туркестанского прогиба. Особенно интенсивно развивалась область киммерид в период орогенного этапа. На фоне общего поднятия произошло расчленение ее на довольно широкие горсты и узкие прогибы, заполняемые моласовыми отложениями: терригенно-угленосными и карбонатно-терригенными внизу и красноцветными соленосными отложениями вверху. Орогенный этап, как это, вообще, свойственно киммеридам, оказался растянутым во времени от средней юры до позднего мела. В восточных частях области в связи с более интенсивными поднятиями прогибы развивались слабо. Весьма активен в это время был магматизм. Любопытно отметить, что наиболее сильно он проявился на востоке, вне зон киммерийских прогибов, в области Нуристанского срединного массива.

РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В этой области располагаются молодые геосинклинальные системы, складкообразование в которых завершилось в начале позднего мела. С северо-запада и юго-востока эта область ограничена слабо выраженными Герирудским и Гулякхельским краевыми прогибами. На юго-западе структуры раннеальпийской складчатой области скрываются под отложениями молодой Сейстанской впадины.

По особенностям тектонического режима и по характеру меловых структур в этой области выделяются Фарахрудский геосинклинальный прогиб, Аргандабское, Дешахское и Кабульское геоантиклинальные поднятия и Герирудский краевой прогиб *.

ФАРАХРУДСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Фарахрудский прогиб сложен в основном отложениями юрского и мелового возраста. Только в северо-западном борту в сложных тектонических условиях обнажаются более древние (триасовые и палеозойские) отложения.

История формирования Фарахрудского прогиба еще недостаточно ясна, особенно на ранних этапах развития. Можно предполагать, что он заложился на верхнепротерозойском фундаменте, таком, какой обрамляет прогиб с юго-востока (в Шахристанском массиве) и с северо-запада (в Банди-Баянской зоне). Начало прогибания этого участка земной коры также не вполне ясно. Можно только предположить, что активно развиваться прогиб стал с карбона, в период максимального опускания всех герцинских геосинклиналей.

Структурно-формационные комплексы. Анализируя формационные ряды, стратиграфические и угловые несогласия и характер складчатости в Фарахрудском геосинклинальном прогибе, можно выделить три структурно-формационных комплекса: геосинклинальный (карбон — ранний мел), раннеальпийский орогенный (поздний мел и палеоген) и неотектонический (неоген и антропоген).

Геосинклинальный комплекс делится на три подкомплекса. Нижний — начинается толщей перемежающихся алевролитов, глинистых сланцев и песчаников каменноугольно-раннепермского

* Эта структура описана совместно с Банди-Баянской зоной.

возраста. Мощность толщи в краевых частях прогиба достигает 5000 м; можно предположить, что в центральных частях прогиба она значительно больше. Состав верхнепермской части подкомплекса в центральных частях прогиба нам неизвестен, и, хотя в краевых частях прогиба верхнепермские отложения представлены известняками мощностью 300—500 м, можно предположить, что в центральных частях прогиба они окажутся той же терригенной многосотметровой формацией.

Средний триасово-лейасовый подкомплекс представлен мощной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием первых, с отдельными пластами известняков и подводными излияниями лав среднего и основного состава. Эта толща является аналогом аспидной формации. Огромные мощности (3000—4000 м) триаса, нижнего и среднего лейаса свидетельствуют о весьма интенсивном прогибании.

В средней юре темп прогибания снижается и, хотя накапливаются те же песчано-аргиллитовые отложения, но в них появляются уже пласты и линзы устричных известняков-ракушечников.

Позднее, по-видимому, после некоторого перерыва происходит формирование флишевой формации (свита нижний Сиадех), представленной переслаиванием песчаников, алевролитов и сланцев. Иногда в первом элементе ритма присутствуют конгломераты. Флишевые пачки чередуются с флишеидными и просто слоистыми пачками тех же пород. Мощности в 2000—3000 м также свидетельствуют о значительном прогибании геосинклинали.

Верхний подкомплекс начинается с вулканогенной толщи, представленной диабазовыми порфиритами (спилитами) и более кислыми разностями (кератофирами). Эти эффузивные образования развиты главным образом в краевых восточных и, в меньшей мере, в краевых западных частях геосинклинали. По-видимому, в центральных частях геосинклинали они замещаются песчаниками, аргиллитами и мергелями. Формирование этой толщи происходило в начале раннемелового времени. Выше следует весьма характерная для Фарахрудского прогиба очень мощная (до 4000 м) карбонатно-терригенная формация (свиты Верхний Сиадех, Зардоб, Калмашов). Это переслаивающиеся пачки тонкослоистых мергелей, известняков, алевролитов и глинисто-известковых сланцев. В верхних частях этой толщи появляются горизонты с очень богатой фауной кораллов, орбитолин, брахиопод и т. п. барремского возраста.

Таким образом Фарахрудский геосинклинальный прогиб по длительности и интенсивности опускания представляет собой уникальное явление: с карбона и до позднего мела в нем непрерывно накапливались осадки, достигшие после уплотнения более чем 15-километровой мощности. Прогиб, по-видимому, был мало дифференцирован.

Все отложения нижнего комплекса исключительно интенсивно смяты (Славин, 1973), особенно в северо-восточных и центральных

вига возрастает с востока на запад и соответственно идет сокращение ширины Фарахрудского прогиба.

Предельная сжатость структуры Фарахрудского прогиба наблюдается в его восточных частях. В направлении на юго-запад все крупные складки становятся более широкими, а в западных частях уже и мелкие складки превращаются в нормальные прямые с наклонами крыльев в $40-50^\circ$ (рис. 22, б).

Раннеальпийский орогенный комплекс разделяется на два подкомплекса: нижний — верхнемеловой и верхний — палеогеновый. Нижний подкомплекс сложен массивными рифогенными водорослево-рудистовыми, орбитолиновыми известняками поздне-мелового возраста и хорошо слоистыми известняками. В основании отложений нижнего подкомплекса часто располагаются мощные базальные конгломераты и песчаники. В ряде мест отчетливо видны угловые несогласия.

Относительно полого смятые известняки нижнего подкомплекса слагают высокие обрывистые водоразделы и поэтому хорошо выделяются. Отложения верхнего мела наиболее развиты в центральной и северо-восточной частях геосинклинали, в ее приосевых участках. Мощность верхнемеловых отложений невелика (200—300 м) и свидетельствует о весьма слабом прогибании в это время.

Отложения верхнего подкомплекса отделены стратиграфическим, а в западных частях зоны и угловым несогласием от поздне-меловых. Они представлены типичными орогенными формациями: пестроцветными грубообломочными фациями конгломератов, песчаников и т. п. Весьма характерно появление фаций наземного андезитового вулканизма (андезиты, туфобрекчии, туфы). С палеогеновым подкомплексом связан гранитоидный магматизм, который характеризует поздний (орогенный) этап тектоно-магматической активизации.

Палеогеновые отложения в центральных и северо-восточных частях зоны накапливались в довольно узких грабен-синклиналях, а в западных частях зоны образовывали сплошной покров. Мощности палеогенового подкомплекса очень разнообразны и колеблются от 500 до 2000 м, что связывается, с одной стороны, с наличием частных, интенсивно прогибающихся впадин, а с другой — с особенностями вулканогенной формации.

Складчатая структура орогенного комплекса принципиально отлична от геосинклинали. Отложения верхнего мела образуют крупные складки с пологими замками и крыльями, наклоненными под углом $30-50^\circ$. Складки часто бывают ограничены сбросами, вблизи которых иногда наблюдаются более крутые мелкие складки. Отложения палеогена также образуют пологие прямые складки юго-западного простираения.

Неотектонический комплекс характеризуется накоплением верхней орогенной молассы, так же как и в палеогене, представленной пестроцветными грубообломочными отложениями. Формировались они в узких грабенах, таких, как грабены Гармао, Тайвара и др

Позднее (в плиоцен-четвертичное время) отложения этих грабенов были подняты на различную высоту, особенно большую в северо-восточных частях зоны, и сильно размыты.

Тектоническое строение. Фарахрудский геосинклинальный прогиб представляется как гигантский грабен-синклинорий, открывающийся и погружающийся в западном направлении.

Разрывные нарушения играют в Фарахрудском прогибе весьма существенную роль, именно они определяют общую клиновидную форму структуры. Прежде всего следует отметить, что и северное и юго-восточное ограничение прогиба связано с глубинными разломами. На западе прогиб, по-видимому, отделен от Восточно-Иранской геосинклинали также глубинным долгоживущим разломом. Юго-восточный разлом прослеживается от сел. Горданевал на протяжении 400 км до верховьев р. Дор, где он скрывается под золотыми отложениями пустыни Дашти-Марго. Разлом крутой, типа взброса или крутого надвига в северо-восточном направлении. Часто это система более мелких взбросов, ограниченных многочисленными оперяющими нарушениями.

С севера Фарахрудский прогиб ограничивается еще более сложными тектоническими разрывами. По-видимому, на всем протяжении Банди-Баянская зона надвинута на него, причем амплитуда надвига возрастает в восточном направлении. Около сел. Панжао, в 25 км от северного края Фарахрудского прогиба, поверх нижнемеловых отложений обнаружен крупный тектонический отторженец девонских пород.

Основная масса крутых разрывов сбросового типа внутри прогиба простирается параллельно складчатой структуре, т. е. в юго-западном направлении, которое сменяется западнее на юго-юго-западное. Как уже было сказано выше, часть этих продольных разломов образует грабены, хорошо выявляемые по отложениям палеогена и неогена. Большинство разломов имеют очень молодой возраст, что доказывается смещением кайнозойских, а в ряде случаев и раннечетвертичных отложений.

Наряду с продольными разрывами имеются и меридиональные. Особенно широким развитием эти разломы пользуются между 63-м и 65-м меридианами. По-видимому, в связи с этими разломами северо-восточная часть указанного участка оказалась приподнятой, а в юго-восточной наблюдается меридиональный сложно построенный поперечный грабен, выполненный отложениями палеогена.

Выявление разломов более древнего возраста встречается с большими трудностями и тем не менее, исходя из расположения вулканических тел, дешифрирования аэроснимков и некоторых полевых наблюдений, устанавливаются продольные нарушения предмелового и допалеогенового возраста.

АРГАНДАБСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Это поднятие в последние годы изучалось более обстоятельно, чем другие структуры. Вся его территория в 1961—1965 гг. была обследована геологами геологической миссии ФРГ, составившими схематическую геологическую карту в масштабе 1 : 500 000. Французские исследователи А. Лаппаран, Ж. Блез, П. Борде, Ж. Лявинь и другие разрабатывали главным образом стратиграфию в северо-восточных частях поднятия, советские исследователи (С. С. Карапетов и др.) провели геологическую съемку масштаба 1 : 500 000, а значительную часть территории засняли в масштабе 1 : 200 000 (Ю. М. Довгаль, А. Н. Демина). Несмотря на все эти работы, многие вопросы тектоники оказались нерешенными и даже принадлежность этого поднятия к той или иной тектонической области вызвала споры. Как уже говорилось ранее, одни исследователи считали ее древним срединным массивом, а другие — раннеальпийской складчатой областью. У той и у другой группы исследователей были свои доказательства. При описании Аргандабского поднятия мы опираемся в основном на исследования А. Н. Демина и наши личные наблюдения. Здесь на большей части поверхности обнажаются отложения рифея, палеозоя и раннего мезозоя. Отложения мела, т. е. основного геосинклинального структурного комплекса ранних альпид, сохранились только по окраинам и в отдельных впадинах типа Тиринской или Кандагарской. Большую роль в строении поднятия играют интрузии мелового и палеогенового возраста.

Структурно-формационные комплексы. В Аргандабском поднятии выделяются пять структурно-формационных комплексов: 1) байкальский геосинклинальный (поздний протерозой — без венда); 2) палеозойско-киммерийский парагеосинклинальный (венд — юра); 3) раннеальпийский геосинклинальный (ранний мел — начало позднего мела); 4) раннеальпийский орогенный (поздний мел — палеоген); 5) неотектонический орогенный (неоген, антропоген).

Байкальский геосинклинальный комплекс обнажен в юго-восточной части — к западу от г. Мукур, в бассейне р. Навабад и к северо-востоку от г. Кандагар, и в центральной части к северо-северо-востоку от г. Газни и в районе сел. Малистан. Этот комплекс представлен исключительно мощной (до 12 000 м) аспидно-сланцевой, флишеидной и вулканогенно-терригенной формациями (серия Чаман). В нижней половине серии (нижние 5000 м) преобладают филлиты с горизонтами микрокварцитов в нижней части, с пачками песчаников и пластами мраморизованных известняков в верхней части. Верхняя половина серии начинается с толщи закономерно переслаивающихся пестроцветных, окрашенных в вишневые, лиловые и зеленые цвета, филлитов и полимиктовых песчаников. Мощность 3000 м. Эти флишеидного облика породы постепенно переходят в толщу кварц-полевошпатовых

Чаман, вблизи р. Гильменд, за сел. Бадак, простирания складок также субширотные (СВ 80°). Таким образом, байкалиды в Ар-гандабском поднятии имеют восточно-северо-восточное, приближающееся к широтному, простирание.

Палеозойско-киммерийский парагеосинклинальный комплекс.

После байкальской складчатости Аргандабское поднятие вступает в период вялых малокоонтрастных тектонических движений. В его пределах образуются прогибы парагеосинклинального типа, в которых происходит медленное формирование главным образом терригенно-карбонатных формаций. В то же время неоднократная смена знака колебательных движений, наличие угловых несогласий (хотя и слабых) обуславливают разнообразие формаций и позволяют выделять три полиформационных подкомплекса: нижний — венд-среднедевонский, средний — верхнедевонский — нижнепермский и верхний — верхнепермский — юрский.

Отложения нижнего подкомплекса ложатся трансгрессивно. В основании их иногда бывают базальные конгломераты. Нижняя часть подкомплекса (венд — нижний ордовик) представлена терригенно-карбонатной формацией (известняки, доломиты, песчаники, алевролиты), в средней части (верхний ордовик — силур) преобладают терригенные отложения, местами, особенно на северо-востоке, в Наварском прогибе сланцы напоминают формацию аспидных сланцев, а в отдельных пачках флиш, в верхней части подкомплекса вновь терригенно-карбонатная формация, причем здесь встречаются фации рифогенных известняков. Отложения нижнего подкомплекса формировались только в юго-восточной части поднятия.

Отложения среднего подкомплекса распространены в различных частях Аргандабского поднятия. Средний подкомплекс сложен терригенно-карбонатной и флишоидной (в карбоне) формациями. Отложения верхнего девона начинаются с песчано-конгломератовой толщи. Выше следует толща чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто с ритмичным флишевым чередованием. Мощность среднего подкомплекса от 1400 до 3000 м. Средний подкомплекс от нижнего отделен стратиграфическим перерывом так же, как и от верхнего. Позднепермский размыв был весьма существенным, но размывались только области частных поднятий. В прогибах же, таких, как Наварский, шло непрерывное осадконакопление.

Верхний подкомплекс в основном представлен морской карбонатной формацией: ее слагают известняки, иногда рифогенные, доломиты, мергели, известковые брекчии. Только в интервале верхний триас — средняя юра появляется морская терригенная песчано-аргиллитовая толща. Мощность отложений верхнего подкомплекса сильно варьирует от 2000 до 4000 м.

Анализ палеозойско-киммерийского комплекса показывает, что он сложен в основном геосинклинальными формациями. Это флишоидные толщи ордовика — силура и карбона, мощная

карбонатная формация перми — юры, крайне характерная для южных геосинклинальных прогибов Альпийско-Гималайского пояса. Характерны для геосинклиналей и узкие продольные структурно-фациальные зоны, резкие колебания мощностей и др.

Формирование палеозойско-киммерийского комплекса не завершилось складчатостью, но с начала мелового периода происходит усиление и большая дифференциация колебательных движений. Закладываются новые небольшие прогибы, в которых и формируется толща нижнемеловых отложений.

Раннеальпийский геосинклинальный комплекс в современной структуре не образует сплошного чехла, так как в районах поднятий он был размыт в позднемеловое и палеогеновое время, а в северо-восточной части зоны был полностью денудирован в неогене. Нижнемеловые отложения этого комплекса отделены от нижнего крупным стратиграфическим перерывом (отложения нижнего мела ложатся на различные отложения мезозоя и палеозоя). В основании их встречается кора выветривания, местами бокситоносный горизонт, почти повсеместно присутствуют базальные конгломераты. От вышележащего орогенного комплекса этот комплекс отделен угловым несогласием.

Очень сложная тектоническая обстановка обусловила большое разнообразие формаций в этом комплексе. В юго-западной части зоны в нижней части комплекса располагается спилит-диабазовая вулканогенная формация (свиты кандагарская, канколаская, навзодская). В ее верхней части развиты терригенные песчано-кремнистые отложения. В верхней части комплекса вновь располагается вулканогенная андезит-базальтовая формация (чорбандская свита) аптского, возможно позднебарремского, возраста. Мощность более 500 м. Эта вулканогенно-терригенная формация развита в Чорбандском прогибе (к северу от г. Кандагара). Судя по тому, что вулканогенная чорбандская свита встречена в верховьях р. Тирин (к юго-западу от сел. Малистан), можно предположить, что Чорбандский прогиб прослеживался с юго-запада на северо-восток на протяжении 250 км. В более восточном Кандагарском прогибе вулканогенная формация прослеживается только на 40 км к северо-востоку от г. Кандагара.

Далее на северо-восток как в Кандагарском прогибе, так и на водоразделе между ним и Чорбандским прогибом формировалась терригенно-карбонатная формация: конгломераты и песчаники по краям прогибов и известняки в их центральных частях; это варгачская свита берриас-готеривского возраста и анагайская свита баррем-сеноманского возраста. В ряде мест, например в хр. Шангар, в анагайской свите нами были встречены пачки флишевых пород. Суммарная мощность варгачской и анагайской свит очень измечтыва: от десятков метров до 700 м. Анагайская свита ложится местами со слабым угловым несогласием.

На северо-восточном продолжении Кандагарского прогиба, в районе г. Мукур **нижнемеловые** породы представлены мощной

(до 850 м) конгломерато-гравелито-песчаной толщей, содержащей прослой известняков (гюлякхельская свита), выполняющей Гюлякхельский прогиб. Является ли этот прогиб самостоятельным межгорным прогибом или краевой частью Кандагарского, сказать трудно.

На северо-западной границе Аргандабского поднятия в раннем мелу формируется Тиринский прогиб. Длина его по современному распространению нижнемеловых пород 150 км при ширине в 40 км. В этом прогибе накопилась толща песчаников и алевролитов с пластами и прослоями гравелитов, конгломератов и туфов. В средней части разреза встречен покров андезитов (до 10 м). Мощность толщи около 800 м. Цвет пород темно-серый, желтовато-серый, лиловый, бордово-красный. Раннемеловой возраст определяется по стратиграфическому положению и по сходству вулканических пород.

Анализ фаций, формаций и мощностей раннеальпийского комплекса показывает, что в то время поднятие было очень подвижно, формировалось по крайней мере четыре узких вытянутых в северо-восточном направлении прогиба (рис. 24): Тиринский, Чорбандский, Кандагарский и Гюлякхельский. Заложение прогибов связывается с разломами. Мукурский и Курганский разломы (наименования разломов так же, как и большинства структур, заимствованы нами у А. Н. Демина — 1972) ограничивают Гюлякхельский прогиб, Таначойский разлом проходит по северо-западному краю Чорбандского прогиба. Мукурский разлом ограничивает Кандагарскую впадину с юга. Прогибы разделялись поднятиями (горстами): Малистанским и Аргандабским, в последний позднее внедрилась интрузия. Все отмеченные структуры хорошо выявляются только в юго-западной части зоны, где сохранились отложения мела. Как далеко они прослеживались на северо-восток, установить очень трудно. Отмеченные выше прогибы можно рассматривать как геосинклинальные. В них развивались такие формации, как спилит-кератофировая, карбонатотерригенная и грубообломочная. Относительно небольшие мощности нижнемелового комплекса могут объясняться последующим размывом отложений.

Таким образом, в целом формации нижнемелового комплекса — геосинклинальные, но своеобразные, характерные для наложенных, неглубоко опущенных прогибов.

Раннеальпийский комплекс совместно с палеозойско-киммерийским был дислоцирован в период позднемеловой фазы складчатости. Время этой фазы приходится на конец сеноманского — туронский ярусы, что устанавливается по угловому несогласию между анагайской (баррем — сеноман) и чагайской (верхний сеноман — маастрихт) свитами. Складчатая структура Аргандабского поднятия весьма своеобразна. В основном здесь развиты крупные линейные антиклинории и синклинории северо-восточного простирания. Своеобразие структуры состоит в ее простоте. Все

складки, как правило, прямые или косые, плавные. Углы наклона крыльев обычно не превышают 40—50°. В северо-восточной части поднятия, в бассейне р. Логар, складки более сжатые, здесь крылья складок второго порядка наклонены под углом 50—70°.

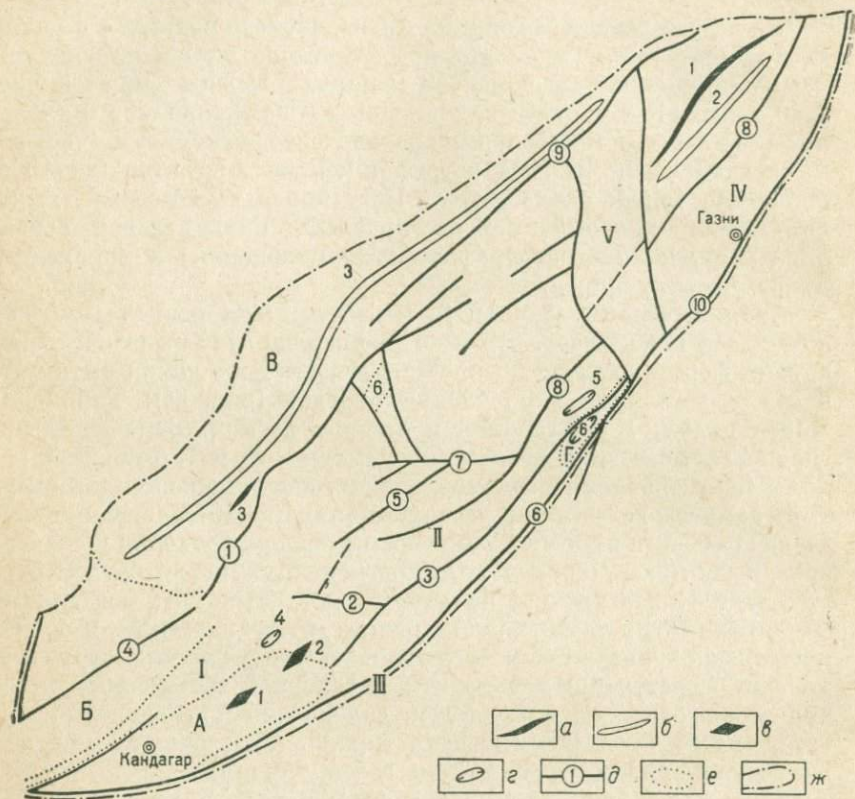


Рис. 24. Схема расположения главнейших структур в Аргандабском геантиклинальном поднятии.

Горст-антиклинории: I — Чагайский; II — Навабадский; III — Чаманский; IV — Газнийский. Грабены: V — Дашти-Наварский. Прогобы: А — Кандагарский; Б — Чорбандский; В — Тиринский; Г — Гюлякхельский.

а — антиклинории: 1 — Навабский; б — синклинории: 2 — Вардакский; 3 — Аджристанский; е — брахиантиклинали: 1 — Чагайская; 2 — Азадгарская; 3 — Гармабская; г — брахисинклинали: 4 — Мадаркольская; 5 — Заркашанская; 6 — Шабнамская; д — разломы (цифры в кружках): 1 — Амиджанский; 2 — Мизанский; 3 — Курганский; 4 — Танахойский; 5 — Бабадехский; 6 — Мукурский; 7 — Чинаранский; 8 — Ангурыйский; 9 — Верхне-Логарский; 10 — Чаманский; е — границы прогибов; ж — границы Аргандабского поднятия

В юго-западном направлении Аргандабское поднятие расширяется, складки становятся пологими, появляются брахиформные структуры: например, Ходжа-Баян-Бабанская и Азадгарская брахиантиклинали в Кандагарском прогибе, Мадаркольская и другие брахисинклинали в районе Мизана, Гармабская брахи-

антиклиналь, Заркашанская, Шабнамская и другие брахисинклинами в Гюлякхельском прогибе. Почти все складки в Аргандабском поднятии разорваны крытыми продольными взбросовыми и сбросовыми нарушениями. Линии разломов прослеживаются на десятки километров. Особенно многочисленны разрывы в северо-западной части — в Аджристане. Здесь на крыльях пологого Аджристанского синклинория образовалась чешуйчато-клавированная структура. Плоскости взбросов наклонены на юго-запад, в связи с чем наблюдается некоторое перемещение всех складок в северо-западном направлении. В крупном плане складчатая структура Аргандабского поднятия представляется в следующем виде. В осевой (средней) части поднятия на северо-востоке располагается Наварский антиклинорий. В ядре его выходят отложения палеозоя. Наварский антиклинорий прослеживается до поперечного молодого Дашти-Наварского грабена. К западу от грабена антиклинорий меняет простирание с ЮЗ 225° на ЮЗ 250° . Здесь в ядре, осложненном складками, по разломам появляются на поверхности породы байкальского фундамента. В верховьях р. Тирин антиклинорий погружается и срезается Верхне-Логарским глубинным разломом.

К северо-западу от Наварского антиклинория располагается Аджристанский синклинорий. Он прослеживается от р. Логар в юго-западном направлении до района сел. Неш. В северо-восточной части синклинорий достаточно прост и симметричен. В ядре его залегают породы триаса, на крыльях — весь разрез палеозоя. Складки северного крыла осложнены несколькими взбросами. Юго-западное, на отрезке между поперечным грабеном Дашти-Навар и верховьями р. Тирин, синклинорий максимально осложнен складками второго порядка и многочисленными взбросами. Он становится здесь асимметричен: северо-западное крыло более пологое. На юго-восточное крыло надвинуты складки Наварского антиклинория. В западной части синклинорий упрощается, выколаживается. Углы падения крыльев складок второго порядка не превышают $15-25^\circ$. В строении Аджристанского синклинория принимают участие только породы среднего — верхнего палеозоя и мезозоя, т. е. близкие к тем, которые развиты в Шахристанском массиве. Судя по всему, Аджристанский синклинорий развит на крыле Шахристанского срединного массива, «жесткий» фундамент которого, по-видимому, определил спокойную складчатость синклинория и густоту разрывных мел-палеогеновых нарушений.

К юго-востоку от Наварского антиклинория располагается Вардакский синклинорий (назван по имени сел. Вардак на р. Логар). Этот синклинорий, хотя и протягивается через все Аргандабское поднятие, можно наблюдать только в северо-восточной и юго-западной частях его, так как вся остальная часть закрыта Аргандабским интрузивным массивом. В северо-западном отрезке, в бассейне р. Логар, синклинорий очень сжат (ширина его не более

20 км), складки второго порядка близки к изоклиналильным. На юго-восточном крыле синклинория они почти вертикальны, на северо-западном — наклонены на северо-запад. Углы падения на крыльях здесь 60—70°. Синклинорий прослеживается и западнее Дашти-Наварского грабена. Ось его проходит севернее сел. Джагури. Ядро его так же, как и на северо-востоке, слагают породы пермского возраста. Здесь, к северу и западу от Джагури складки становятся более пологими прямыми или косыми. На юго-восточное крыло надвинуты метаморфические породы протерозоя, на юго-западе за Аргандабским интрузивным массивом синклинорная структура фиксируется отложениями мела в Чорбандском прогибе. Возможно, что здесь располагается юго-западное окончание Вардакского синклинория. В юго-восточной части поднятия вблизи границы его с позднеальпийской складчатой областью прослеживается полоса горстовых структур: Газнийский и Чаманский горсты. В них высоко поднят верхнепротерозойский фундамент. Палеозойско-мезозойский чехол здесь смят в пологие брахискладки типа Азгарской или Харкашанской брахисинклиналей. Интересно отметить, что на границе Кандагарского прогиба и Чагайского горст-антиклинория в хр. Шингар нами, при совместных работах с И. И. Сониным, был зафиксирован в породах нижнего мела очень пологий надвиг с перемещением масс с северо-запада на юго-восток. Очень важно, что здесь удалось зафиксировать меловой возраст смещения. На простирании этого надвига, к западу от г. Калат А. Н. Демин также отмечает два субпараллельных пологих надвига с плоскостями, наклоненными к юго-востоку. Возможно, что это надвиги гравитационного типа, связанного с разваливанием (веерообразным) поднимающегося Чагайского горста.

Раннеальпийский орогенный комплекс. В орогенный этап развития Аргандабская структура испытывала общее сводовое поднятие и формирование комплекса происходило только по юго-восточной окраине поднятия — в Кандагарском и Гюлякхельском прогибах. Отложения этого комплекса представлены грубой конгломератовой морской молассой. Толща конгломератов в нижней части разреза в хр. Чагай достигает 600 м. В верхней части комплекса конгломераты чередуются и фациально замещаются песчаниками и органогенными известняками. Общая мощность верхнемеловых отложений достигает 1500 м. Залегают отложения орогенного комплекса с угловым и стратиграфическим несогласием. Верхняя палеогеновая часть комплекса представлена вулканогенной толщей, относимой к порфировой наземноконтинентальной формации. В нижних частях толщи залегают лавы и туфы андезитов, в верхней — липарито-дациты. Мощность — 400—700 м. Возраст эффузивной деятельности — среднеэоценовый.

Отложения орогенного комплекса смяты в очень простые, брахиантиклинального типа, складки, вытянутые в северо-восточном направлении (см. рис. 24). Углы наклона пород измеряются

первыми градусами до 10—15°. Разрывные нарушения часты. По-видимому, в предолгоценовое время Аргандабское поднятие подверглось раздроблению и крупному смещению на северо-восток, о чем свидетельствуют многочисленные продольные, проходящие через всю зону взбросы северо-восточного простирания; сместитель их наклонен под углом 50—70°. Взбросы субпараллельны. Они создают чешуйчатую структуру. Особенно часты эти нарушения в Аджристанском синклинии и в западной части Наварского антиклинория. Амплитуда смещения измеряется десятками и сотнями метров. Принадвиговые нарушения слабые. Тектонические брекчи и зеркала скольжения в породах палеозоя, триаса и юры обычно отсутствуют. В юго-восточной части поднятия (в Кандагарском прогибе) широко развиты субширотные разломы; по-видимому, это оперяющие нарушения Мукурского разлома. Мукурский разлом, в свою очередь, связан с весьма крупным Чаманским сдвигом.

В ряде мест, например к западу от г. Мукура, в карбонатных породах триаса и юры вблизи сдвига наблюдаются целая зона исключительно сложных мелких складок и многочисленные разрывные нарушения.

Неотектонический орогенный комплекс сложен красноцветной молассовой формацией, сохранившейся в отдельных грабенах, и вулканогенной формацией, развитой в Дашти-Наварском грабене. Новейший орогенный комплекс отделен слабым угловым несогласием от раннеальпийского орогенного комплекса. Красноцветные отложения неогена налегают с углами наклона в несколько градусов или лежат горизонтально и только вблизи разрывных нарушений несколько круче. Вулканические образования располагаются в Дашти-Наварском грабене субмеридионально. Грабен на меридиане г. Мукура пересекает почти все Аргандабское поднятие и прослеживается на юг в сторону оз. Аби-Истада. Грабен по краям ограничен разломами. Разрывы данного направления в Аргандабском поднятии имеются и юго-западнее. Так, к северу от сел. Мизан наблюдается целая система разломов, разрывающих и мезозойские отложения и Аргандабский гранитоидный массив. Направления их в этой части зоны или субмеридиональные, или северо-северо-западные.

КАБУЛЬСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Кабульское геоантиклинальное поднятие в тектоническом отношении является одной из наиболее сложных зон. Располагаясь на стыке областей с различной тектонической историей: байкарид, киммерид, ранних и поздних альпид, — эта структура испытала на себе движения различных эпох складчатости. До позднемелового времени развивалась она аналогично Аргандабскому поднятию, с которым, по-видимому, была более тесно связана. Это дало возможность нам включать Кабульское поднятие в систему

ранних альпид. В то же время структурное положение поднятия, особенно его северной части, субмеридиональное простираие структур и специфическое поведение в неотектоническом этапе развития, заставляет выделять его в самостоятельную структуру. По донеотектоническому плану это поднятие представляло собой крупный горст-антиклинорий, в связи с чем в его северной и центральной частях на поверхность выходил архей-протерозойский фундамент; в палеозое и мезозое вдоль восточного края горста развивался геосинклинальный прогиб, сходный с прогибами Аргандабского поднятия. В неотектоническом периоде значительная часть горст-антиклинория испытала блоковые опускания, и в его пределах образовались впадины, выполненные неоген-четвертичной молассой. Эти наложенные впадины крайне затрудняют расшифровку древней структуры Кабульского поднятия.

Структурно-формационные комплексы. Сложность и многочисленность тектонических движений обусловили в Кабульском поднятии наличие шести структурно-формационных комплексов: 1) добайкальский (архей — средний протерозой); 2) байкальский геосинклинальный (верхний протерозой без венда); 3) герцинско-киммерийский парагеосинклинальный (от венда до юры); 4) раннеальпийский геосинклинальный (ранний мел — турон); 5) раннеальпийский орогенный (сенон — палеоген); 6) неотектонический (неоген-четвертичный).

Добайкальский комплекс представлен биотитовыми гнейсами, биотитовыми и мусковитовыми сланцами, амфиболитами с прослоями мраморов и кварцитов. По характеру метаморфизма эти породы отвечают алмадин-амфиболитовой фации.

Байкальский геосинклинальный комплекс залегает на нижнем с угловым и стратиграфическим несогласием. Он начинается с мощной толщи метаконгломератов и кварцитов (свита Корох), выше следуют кварц-биотитовые, кварц-биотит-гранатовые, зеленые кварц-актинолитовые и кварц-хлоритовые сланцы, а также амфиболиты. По степени метаморфизма они соответствуют кварц-альбит-альмандиновой субфации зеленых сланцев. В верхних частях этого комплекса среди зеленых сланцев отмечаются туффиды и металавы. Мощность комплекса 1,5—2 тыс. м.

Герцинско-киммерийский комплекс ложится также с резким угловым и азимутальным несогласием. Накопление отложений этого комплекса растянуто по времени от венда до юры включительно. Формации, слагающие этот комплекс, весьма разнообразны так же как и мощность отдельных толщ, и поэтому внутри комплекса выделяются три подкомплекса.

Нижний — венд-раннепалеозойский представлен весьма своеобразными водорослевыми мраморами, переслаивающимися с зелеными хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами. В верхней части толщи появляются тонкослоистые кварциты, кварц-хлоритовые сланцы и тонкослоистые известняки. Мощность этих отложений около 2000 м. По типу формаций, мощностям отложений

нижний подкомплекс отвечает парагеосинклинальным условиям.

Значительная активизация движений происходила в каменноугольное время при формировании второго подкомплекса, который сложен черными и зелеными филлитами, алевролитами, лавами и туфами основного и среднего состава с весьма характерными линзами и пачками рифогенных известняков. Мощность этих отложений достигает 2500 м. Условия формирования среднего подкомплекса были весьма близки к геосинклинальным. Узкий морской пролив с активно прогибающимся дном, с подводными излияниями лавы характеризовал этот период.

Третий позднепермско-юрский подкомплекс ложится с отчетливым разрывом. В основании его встречаются конгломераты. Весь подкомплекс сложен мощной (1000—1500 м) карбонатной формацией: известняки, доломиты, известняковые брекчии, реже мергели и карбонатные сланцы характерны для него.

Раннеальпийский геосинклинальный комплекс формировался за короткий отрезок времени в раннем мелу и начале позднего мела. Он распространен только в восточных частях (и то прерывисто) Кабульского поднятия, в Хингильском синклинории. Отложения этого комплекса представлены песчано-сланцевой флишеидной и вулканогенной спилит-кератофировой формациями. Последняя сходна со свитами Навзод и Кандагар, развитыми в Аргандабском поднятии и Фарахрудском прогибе. Среди песчано-сланцевых толщ иногда встречаются пачки известняков. В юго-западной части Хингильского синклинория М. Кевер (Kaeveer, 1967), Г. Меннесье (Mennessier, 1972) выяснили, что отложения этой формации захватывали, кроме нижнего мела, также сеномантурон. Наиболее характерна приуроченность к этой формации офиолитов (галька офиолитов в большом количестве встречена в конгломератах дат-палеоцена).

Раннеальпийский орогенный комплекс. Во второй половине позднего мела во всей структуре начались поднятия. В прогибах стал формироваться орогенный комплекс. В районе Зундихель — это толща переслаивающихся конгломератов и известняков, местами массивных или брекчиевидных известняков. Выше залегает пестроцветная малассовая толща конгломератов, песчаников и аргиллитов (дат — палеоцен). Эти отложения формировались только по юго-западной окраине зоны, в своеобразном передовом прогибе.

Новейший орогенный комплекс соответствует неоген-четвертичным отложениям. Он ложится с резким угловым несогласием, представлен грубообломочной пестроцветной молассоидной формацией, выполняющей неотектонические прогибы.

Структура Кабульского геоантиклинального поднятия (рис. 25). Добайкальский структурный комплекс слагает ядро крупного Кабульского брахиантиклинория, расположенного в западной части Кабульского района (Славин и др., 1973). Брахиантиклинорий вытянут в меридиональном направлении, причем его грушевидная форма обусловлена складчатой структурой позднепро-

терозойского комплекса и более поздними разломами. Внутренняя структура нижнего комплекса сложная. Складки узкие, сжатые, изоклинные, вытянутые в широтном направлении. Эту складчатую систему Г. Меннесье (Mennessier, 1963) называет афганидами. Изучать структуру афганид удастся только по отдельным фрагментам, так как основная часть ядра брахиантиклинория перекрыта отложениями неогена. Тип складчатости могут характеризовать складки в хребте Карга-Афшар. Вдоль этого хребта

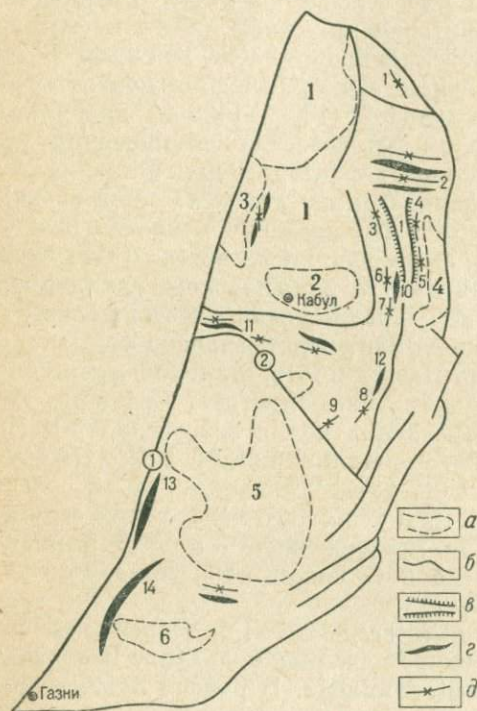


Рис. 25. Схема расположения структур в Кабульском геосинклинальном поднятии.

Брахиантиклинории: 1 — Кабульский. Неогеновые впадины: 1 — Чарикарская, 2 — Кабульская, 3 — Пагманская, 4 — Саробийская, 5 — Логарская, 6 — Харбарская. Синклинории, синклинали: 1 — Ашуханская, 2 — Припанджширская, 3 — Хингильская, 4 — Рандаоская, 5 — Зер-Камарская, 6 — Сумуч-Муллаская, 7 — Вайс-Карам-Бабинская, 8 — Джанрозенская, 9 — Спингарская. Антиклинории, антиклинали: 10 — Сарай-Сарская, 11 — Корохский, 12 — Хаджа-Халил-Бабинская, 13 — Шейхабадская, 14 — Зенаханский. Горсты: 1 — Джаозакский. Разломы (цифры в кружках): 1 — Чаманский, 2 — Корохский. *a* — границы неогеновых впадин; *b* — разломы; *c* — границы горстов; *d* — оси антиклиналей; *e* — оси синклиналей

прослеживается узкая, опрокинутая на юг синклиналь. Крылья ее наклонены на СВ $10-20^\circ$ под углом $50-80^\circ$. Складка прослеживается на 7—10 км. У южного подножия хребта по краю с неогеновой впадиной выявляется ядро антиклинали. Шарниры обеих складок сильно ундулируют. В области их ундуляции развиваются поперечные складки второго порядка, почти перпендикулярные к основным. Южнее, в хребте Алиабад, простирание складок в протерозое также субширотное, а затем резко меняется на меридиональное. На участке переориентировки структур, к северу от Политехнического института наблюдается разлом северо-восточного простирания. Такие резкие изменения простирания структур (при общем субширотном) весьма характерны для структуры ядра, но трудно объяснимы. Возможно, что субмеридио-

нальные структуры связаны с более поздними движениями, формировавшими брахиантиклинорий в целом. Они и переориентировали систему афганид на ряде участков. Такие же коленчатые складки наблюдаются и в хребте, ограничивающем г. Кабул с севера. К югу от г. Кабула происходит общее погружение структуры. На складки, сложенные гнейсами свиты Шердарваза, налегают отложения байкальского комплекса. Последние смяты здесь в крутые, обычно прямые линейные складки также субширотного (ЗСЗ) направления. Складки более крупные, чем в нижнем



Рис. 26. Раздавленные конгломераты в свите Корох
(фото Н. М. Феруза)

структурном комплексе. В ядрах антиклиналей обнажаются отложения свиты Корох, а в синклиналях — свиты Лойхвар (венд — палеозой). Особенно хорошо эти складки выражены на северном склоне хр. Корох и к северу от сел. Хурд-Кабул. На востоке и на западе Кабульского брахиантиклинория в гнейсах нижнего структурного яруса начинают преобладать складки меридионального простирания. На западе они хорошо выражены в хр. Каразимира, к северу от оз. Карга, на востоке простирание их северо-северо-восточное; эти складки выражены в ущелье Тангихору, в долине Лойхвар и на севере в горах Агнул-Хан.

На западе Кабульского брахиантиклинория на складчатый комплекс свиты Шердарваза налегают складки, сложенные отложениями второго структурного комплекса и также имеющие субмеридиональное простирание. Эти складки сильно смяты, они узкие, часто опрокинуты на запад. Породы в них подвергались большому растяжению, о чем можно судить по растяжению (в 3 раза) галек конгломератов в свите Корох (рис. 26), слагающих

опрокинутую складку у оз. Карга. На восточном склоне брахиантиклинория метаморфические породы смяты меньше.

Структура герцинско-киммерийского комплекса очень разнообразна. На северо-востоке Кабульского поднятия складчатые формы достаточно простые: пологие, линейно вытянутые в северо-северо-западном направлении, складки; иногда — брахиформные. В юго-восточной части поднятия складки сложнее, они здесь узкие, линейные северо-северо-восточного направления (на юге субширотные). Таким образом, в целом складчатая структура герцинско-киммерийского комплекса представляет собой складчатую дугу, обращенную выпуклостью на восток. В этом же направлении изогнуты и системы разломов и надвигов, следующих параллельно восточному краю Кабульского поднятия.

Наиболее удивительными в общей субмеридиональной структуре комплекса являются зоны широтно ориентированных складок и разрывов. Пересекающие дугу тремя полосами, эти зоны, по видимому, связаны с более молодыми альпийскими движениями. Обращает на себя внимание также дисгармония складок нижнего, среднего и верхнего подкомплексов. Она выражается в том, что линейные складки палеозоя (без перми) узкие, сжатые, иногда опрокинутые, тогда как складки верхнего подкомплекса (верхняя пермь — юра) более крутые и пологие. Эта особенность структуры комплекса впервые была отмечена Р. Фюроном (R. Furon, 1925) и отражена на профилях Г. Меннесье (Mennessier, 1968). Г. Меннесье и Н. М. Феруз (1974) считают, что в Кабульском поднятии активно проявилась фаза герцинской складчатости. Однако следует отметить, что существует ряд мест, где отложения верхней перми лежат без видимого углового несогласия на более древних, а главное, общий структурный план (простираение и т. п.) подкомплексов не меняется. Различие складчатых форм в этих подкомплексах, возможно, связано с резким несоответствием литологического состава. В нижнем и среднем подкомплексах преобладают слоистые сланцево-песчаные разности, а в верхнем — карбонатные. На крайнем северо-востоке Кабульского поднятия структура герцинско-киммерийского комплекса видна только в Ашукханской синклинали складке (рис. 27, а). Складка брахиформная, вытянута в северо-западном направлении. Ее западное крыло, сложенное известняками перми — юры, падает под углом 30—40°. Контакт с вендом — нижним палеозоем скорее всего тектонический. Восточное крыло надвинуто на меловые аргиллиты и офиолиты. Южнее следует северная Припанджширская полоса субширотных складок меловых пород с офиолитами. Еще южнее располагаются Джаозакский горст и Хингильская синкинали описываемого комплекса. Хингильская синкинали имеет северо-северо-западное простираение и прослеживается на 15 км. Складка прямая, ширина ее 4—7 км (рис. 27, б). Западное крыло наклонено под углом 35—45°. Восточное крыло несколько положе,

осложнено небольшой антиклиналью и в большинстве случаев срезано плоскостью разлома, отделяющей его от Джаозакского горста, который здесь пододвинут под синклинали. На юго-во-

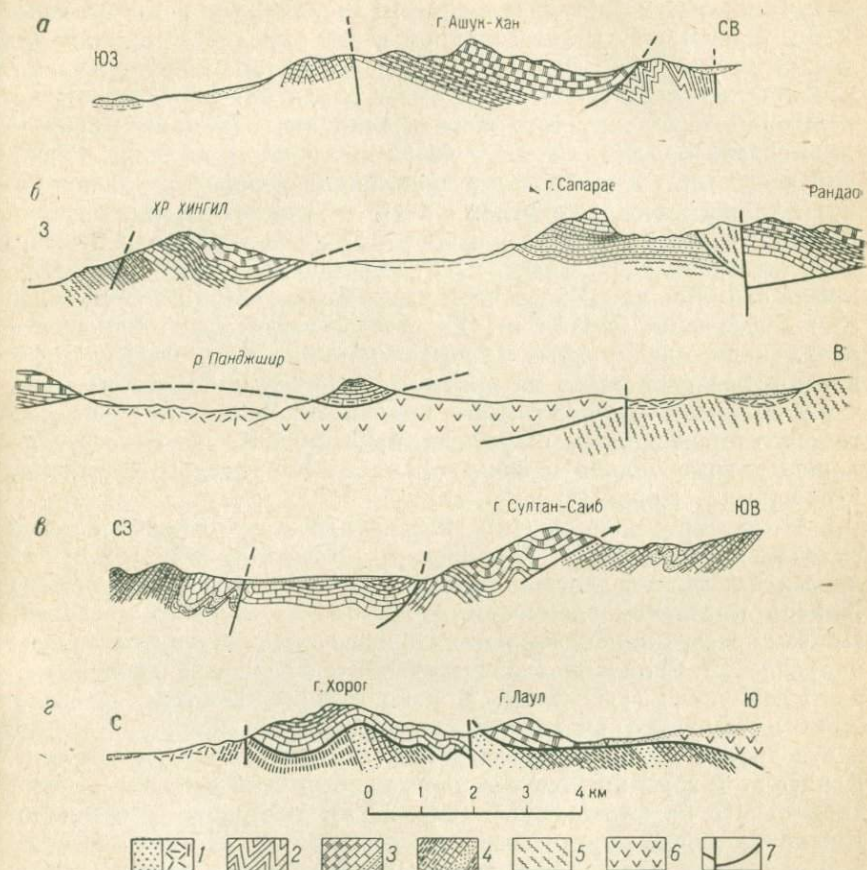


Рис. 27. Профили через Кабульское поднятие (по Г. Меншье, 1968, с добавлениями автора).

Северо-восточная часть: а — через хр. Ашук-Хан; б — через хр. Хингил восточнее г. Кабула. Южная часть: в — через хр. Султан-Саиб; г — через хр. Корох юго-западнее г. Кабула.

1 — песчаники и конгломераты неогена; 2 — нижнемеловые песчаники, аргиллиты, эффузивные породы; 3 — известняки, доломиты пермско-юрского возраста; 4 — венд — карбон: известняки, сланцы, песчаники; 5 — нижний — средний протерозой: гнейсы, кристаллические сланцы; 6 — офиолиты, гипербазиты; 7 — линии разломов и надвигов

сток от р. Кабул Хингильская синклинали продолжается в Сумуч-Муллахскую синклинали. Западная часть Джаозакского горста в киммерийской структуре представляет собой антиклинорий, в ядре которого обнажаются породы свиты Шердарваза. На западном краю горста расположена Рандаосская синклинали, прямая с наклоном крыльев в 30° . Западное крыло синклинали

осложнено надвигом. На востоке синклиналь ограничена очень пологим надвигом, по которому она надвинута на палеогеновые сланцы. В зоне контакта часто встречается узкая полоса офиолитов. Южнее Сумуч-Муллахской синклинали располагается горст Вайс-Карам-Баба. В его западной части выделяется синклиналь того же названия. Она сложена известняками серии Хингил. Синклиналь Вайс-Карам-Баба имеет очень плоское ядро. В пересечении через гору того же названия она напоминает сундучную складку. Длина складки до 15 км, ширина до 9 км. В южной части горы к востоку эта синклиналь переходит в более узкую, также плоскую с углами в $10-15^\circ$ антиклиналь, которая далее на востоке обрывается взбросом. Взброс идет косо и в северных частях складки срезает всю антиклиналь и часть восточного крыла синклинали. В восточной части горста располагается более сложная складка Сарай-Сар. Она состоит из двух антиклиналей и синклинали, опрокинутых на восток и по плоскости под углом 40° надвинутых на востоке на нижнемеловые породы. Причем ясно, что усложнение складки связано с надвигом. Далее к югу располагается вторая полоса широтных простираний, но ее строение хорошо видно только в западной части Кабульского поднятия, в районе хр. Корох (рис. 27, з).

К югу от полосы широтных складок субмеридиональные складки продолжают. В районе хр. Хаджа-Халил-Баба отчетливо наблюдаются дисгармоничные складки в известняках свиты Хингил и нижнем сланцевом подкомплексе нижнего палеозоя. Причем известняки оказываются сорваны и надвинуты в восточном направлении. Складки в сланцах нижнего палеозоя также прямые, но более узкие (1,5—2 км). В районе горы Джанрозе в свите Хингил выявлена очень пологая сундучная синклиналь, как и все другие, с подвернутым и надвинутым восточным крылом. Южнее этой горы происходит смена простирания складок с меридионального на юго-западное (рис. 27, в). Восточнее синклинали Джанрозе, после крутого взброса, выявляются две прямые полные складки с углами падения в $40-50^\circ$. Еще восточнее, почти такие же складки наблюдаются в породах палеозоя. Западнее синклинали Джанрозе развита сложная Спингарская антиклиналь. Она опрокинута на северо-запад, и крылья ее осложнены небольшими синклиналями.

На этом заканчивается длинная полоса синклиналей, прослеживающаяся от синклинали Хингил до синклинали Джанрозе; южнее меридиональная полоса синклиналей обрывается надвигом, за которым к югу следует третья полоса субширотных структур.

Фронтальная — самая восточная часть Кабульского поднятия не затронута поперечными структурами. От полосы синклиналей она отделена надвигом. Во фронтальной полосе к востоку от хребта Хаджи-Халил-Баба появляется антиклинорий, сложенный сланцами и песчаниками палеозоя. Ширина его 10—15 км, прости-

рается он более чем на 100 км. Отдельные складки, слагающие антиклинорий, сжатые, опрокинутые, иногда изоклинальные (пер. Альтимур). Углы падения крыльев складок, в том числе и известняков свиты Хингил, достигают 60—80°. Очень осложняют структуру более молодые пологие надвиги с перемещением отдельных частей на восток. Простираение всех складок и разрывов здесь юго-западное. При продвижении на юг оно все более и более отклоняется к западу.

По западному (западно-северо-западному) краю Кабульского поднятия, к югу от поперечных структур хр. Корох развиты отложения нижнего подкомплекса герцинско-киммерийского комплекса. Они смяты здесь в узкие, очень длинные линейные складки юго-юго-западного простираения. Складки параллельны Чаманскому разлому. На широтном отрезке р. Логар здесь прослеживаются две синклинали и две антиклинальные (Шейхабадская и Зенаханская) складки. Зенаханская антиклиналь к югу от р. Логар приподнята, и в ее ядре появляются метаморфические породы рифея. Складки сильно сжаты, углы падения крыльев 50—80°. В мелких складках наблюдаются подвернутые крылья, опрокидывание складок на восток и небольшие пологие надвиги также в восточном направлении. Отличие складок западного края Кабульского поднятия от складок восточного состоит в большем сжатии и большей сложности.

Структура киммерийского геоантиклинального комплекса изучена очень слабо, так как в большинстве случаев меловые породы, слагающие этот комплекс, или перекрыты неогеном, или размывы, или представлены офиолитами. И тем не менее можно предположить, что именно эти отложения в центральной (осевой) части, а на севере также и в восточной повсеместно образуют складки субширотного простираения. В северной части Кабульского поднятия в Припанджширской полосе меловые аргиллиты смяты в пологие складки широтного простираения. Ширина отдельных складок 3—5 км, углы наклона крыльев 20—40°. Вблизи многочисленных надвигов складки становятся более сложными и сжатыми. В этой же полосе широко развиты офиолиты, структура которых неясна. Г. Меннесье (Mennessier, 1968) рассматривает их как лавовый покров в верхней части свиты Катагае (K₂ — P). Возраст этой свиты, кстати говоря, Г. Меннесье сильно завышает и включает в нее весьма разновозрастные отложения. Среди пород этой свиты мы установили наряду с отложениями верхнего мела отложения нижнего мела, карбона (в бассейне р. Кабул), а также ордовика и силура (в южных частях поднятия). Поперечные широтные складки захватывают не только меловые отложения, но и породы герцинско-киммерийского комплекса. Особенно отчетливо это видно в более южной Корохской полосе. В хр. Корох в широтных складках участвуют породы от среднего палеозоя до мела. Известняки свиты Хингил смяты в прямые открытые складки, но почти все складки разорваны, и потому

наблюдаются только части крыльев. Именно здесь, на горе Корох очень хорошо видно структурное несогласие среднего и верхнего подэтажей и в то же время конгломераты в основании Корохского надвига лежат на офиолитах, широкое поле развития которых имеется на левобережье р. Логар. Надвиг крупный, пологий с амплитудой перемещения 10 км. Фронт надвига прослеживается через всю центральную часть Кабульского геосинклинального поднятия. Вдоль него следуют офиолиты, а также поперечные складки.

Южная полоса поперечных складок проходит по южному борту Шаломской впадины. По-видимому, и здесь эти складки располагаются в лобовой части крупного надвига.

Образование главнейших продольных надвигов и всех поперечных структур и широтных надвигов связано с раннеальпийскими движениями (верхний мел) и совпадало с движением всего Кабульского поднятия к северу. В палеогеновое время после лютета фундамент поднятия испытал значительное сдавливание с юго-востока, в связи с чем вся структура в восточной части была сильно переработана. Образовались продольные, северо-восточного простирания, надвиги. Кабульское поднятие в это время поднималось, а его осадочный чехол стал надвигаться в восточном направлении. На новейшем этапе развития в осевой и восточной частях Кабульского поднятия образовались грабены, а также Чирикарская, Кабульская, Пагманская, Саробийская и Харварская впадины; западная часть поднятия превратилась в меридионально вытянутый горст.

Описание раннеальпийской области было бы неполным без рассмотрения магматических комплексов, так как они в структуре этой области играют весьма значительную роль. Здесь выделяют (Демин, 1973; Кочетков и др., 1974) шесть магматических комплексов: два ранних, связанных с добайкальским и байкальским этапами развития, и четыре с раннеальпийским.

Добайкальский (Варзаский, по А. Н. Демину) комплекс габбро-плагиогранитный, встречается очень редко в виде относительно небольших тел среди ранне-среднепротерозойских гнейсов и сланцев в Аргандабском и Кабульском поднятиях. Байкальский магматический комплекс представлен метаамфиболитами, метадиабазами, встречается в тех же структурах, среди отложений протерозоя. Раннеальпийский магматизм развит необычайно широко, но неравномерно. Более 90% всех интрузивных тел располагаются в средней и юго-восточной частях Аргандабского и в западной части Кабульского поднятий. В Фарахрудском геосинклинальном прогибе интрузивных тел немного и все они небольших размеров. По восточному краю этого прогиба, вдоль Гильмендского разлома встречено несколько мелких разобщенных интрузий ультраосновного состава (дуниты, перидотиты, серпентиниты) так называемого Мулла-Якубского комплекса, по-видимому, валанжинготеривского возраста. Западнее, также параллельно Гильменд-

скому разлому, располагаются интрузивные тела Ходжанского комплекса; по составу это габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и плагиограниты.

В центральной части Фарахрудского геосинклинального прогиба, на юго-запад от сел. Пасабанд, вдоль левого берега р. Фарахруд до сел. Фарах встречаются многочисленные мелкие тела комплексов Фарах и Гариба габбро-монцит-сиенитового состава. Вполне вероятно, что комплексы Фарах и Гариба соответствуют времени складчатости в Фарахрудской геосинклинали, т. е. началу позднего мела, а два более ранних связываются со стадией начального активного прогибания геосинклинали.

О слабой активности магматического процесса в Фарахрудской геосинклинали говорить преждевременно; не исключено, что мелкие тела, вскрытые на современном эрозионном срезе, являются только апикальными куполами (вершинами) значительно более крупных тел.

Линейное расположение всех раннемеловых интрузивных тел параллельно структуре прогиба и омоложение интрузивных комплексов от края прогиба к центру свидетельствует о тесной связи магматического процесса с историей развития геосинклинали.

В Аргандабском геоантиклинальном поднятии раннемеловые интрузии развиты в его юго-восточной и в южной частях. Наиболее ранние — ультраосновные — тела распространены к северу и к востоку от г. Кандагар. Так же, как и в Фарахрудском прогибе, они связаны с разломами и образуют узкие тела северо-восточного простирания. Наиболее крупные интрузивные тела ультраосновной магмы имеются в Кабульском геоантиклинальном поднятии. Они образуют здесь две полосы: западную — вдоль западного края, связанную с Чаманским разломом, и восточную — приуроченную к Панджширскому разлому. Возраст ультрабазитов западной полосы раннемеловой, а восточной — по видимому, эоценовый (Stazhilo-Alekseev, 1973).

Габбро-плагиогранитные тела Ходжанского комплекса (их возраст 143—137 млн. лет, по М. Чальяну — 1974) образуют небольшие тела на правом берегу р. Аргандаб к юго-западу от сел. Мизан.

Интрузии заркашанского комплекса (87—106 млн. лет) образуют также небольшие тела в районе сел. Мукур и Мизан, вблизи южной границы Аргандабского гранитного массива, а также и вдоль северо-западной границы массива, в районе сел. Малистан. Состав этих интрузий разнообразный: габбро, диориты, монциты, сиениты, адамеллиты.

Наибольшее значение в Аргандабском поднятии имеют раннеорогенные гранитоиды аргандабского комплекса (позднемелового возраста). Эти гранитоиды слагают Аргандабский батолит, длина которого превышает 400 км при ширине до 20—30 км. Гранитоиды этого комплекса выходят за пределы Аргандабского поднятия,

они широко развиты в Тарнакско-Сомалийском горсте и в Шахристанском срединном массиве. Широким развитием пользуются граниты чинаранского комплекса поздней орогенной (палеогеновой — 50—53 млн. лет) фазы. Они встречаются главным образом на юго-западе Аргандабского поднятия и Фарахрудского прогиба.

Итак, орогенный магматизм явился исключительно сильным, он коренным образом переработал Аргандабское поднятие. Обусловлен он был, по-видимому, мощными разломами, которые испытало это поднятие на орогенной стадии развития.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Позднеальпийская складчатость охватила южные районы Афганистана. Юго-восточнее рек Гардез и Тарнак располагается Сулейман-Киртарская позднеальпийская складчатая система, состоящая из Катавазского геосинклинального прогиба, территориально занимающего приграничные районы Афганистана, Тарнакско-Сомалийского горст-антиклинория и Торособобско-Газнийского краевого прогиба. На западе страны, в приграничном с Ираном районе располагается Харутрудский тыловой антиклинорий, являющийся частью Восточно-Иранской позднеальпийской геосинклинали.

КАТАВАЗСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Катавазский геосинклинальный прогиб представляет собой тыловой прогиб позднеальпийской складчатой системы, выполненный мощной толщей флишевых и слоистых терригенных отложений палеогенового возраста. На северо-западе Катавазский прогиб отделен от северной части Тарнакско-Сомалийского горст-антиклинория долгоживущим Чаманским разломом. Уже в меловое время вдоль него происходили внедрения ультраосновной магмы и сдвиговые движения. Резкие различия фаций меловых отложений свидетельствуют о его активности в то время. В палеоцене Катавазский прогиб начал испытывать интенсивные опускания. В эоцене вдоль разлома возникали рифогенные сооружения. Достаточно активной зона разлома была и в неотектоническом этапе. В четвертичное время движения по разлому имели иной знак — Катавазский прогиб стал подниматься, что хорошо подчеркивается рельефом — крутым склоном Сулеймановых гор с четким переходом их в Тарнакскую низменность.

Структурно-формационные комплексы Катавазского геосинклинального прогиба. Систематическое и наиболее полное изучение геологии Катавазского геосинклинального прогиба было произведено в 1958—1967 гг. (Ganss, 1967; Hess, 1966; Kaever, 1967, и др.). Данные этих исследователей положены в основу описания.

В строении Катавазского прогиба выделяются киммерийский комплекс фундамента и три комплекса чехла: раннеальпийский геосинклинальный; позднеальпийский геосинклинальный, охватывающий отложения палеоцена, эоцена и, возможно, нижнего олигоцена (?); и позднеальпийский орогенный, представленный

молассоидами олигоцена (возможно, только верхнего), неогена и антропогена.

Фундамент прогиба выходит на поверхность в северо-восточной части в Хостинском горст-антиклинории. Он сложен в основном комплексом мезозойских и верхнепалеозойских пород. Фундамент построен сложно, в нем, несомненно, выделяются свои структурно-формационные этажи. Так, в районе сел. Спира недавно выявлены кристаллические породы протерозоя. Палеозойская часть комплекса вскрыта не полностью и, по-видимому, сильно редуцирована. В ней преобладают карбонатные породы. В районе г. Хоста и сел. Спира М. Кевер (Kaever, 1967) описывает мраморизованные известняки.

Раннеальпийский геосинклинальный комплекс подразделяется на два подкомплекса: нижний — пермо(?)-триасово-среднеюрский и верхний — верхнеюрский — меловой. Подкомплексы разделены стратиграфическим, а возможно, и угловым несогласием. Пермские отложения лежат на фундаменте несогласно, что хорошо наблюдается в северной части Сулеймановых гор в Пакистане (Воскресенский и др., 1971), и представлены известняками и мергелями. Выше согласно с ними располагается толща тонкоплитчатых глинистых сланцев, черных и зеленых аргиллитов и песчаников с прослоями водорослевых известняков триасово-среднеюрского возраста. Мощность нижнего подкомплекса 1200—2000 м.

Верхний подкомплекс сложен также слоистыми известняками с прослоями песчаников. Мощность подкомплекса до 1800 м.

Позднеальпийский геосинклинальный комплекс слагает юго-восточную часть прогиба (80—90% площади). Он отделен от пород фундамента угловым и стратиграфическим несогласием. К северо-западу от г. Хоста в основании комплекса лежат мощные (до 50 м) конгломераты.

Отложения этого комплекса представлены терригенным двух- и трехкомпонентным флишем, флишеидными хорошо слоистыми терригенными породами, а также пластами и линзами известняков, а в северо-западной краевой части — крупные рифогенные тела, переполненные нуммулитами. К нижней части комплекса приурочены также кремнистые сланцы и тела ультраосновных пород (возраст которых в районе г. Хоста определяется М. Кевером в интервале между палеоценом и средним эоценом). В средней части комплекса (средний — верхний эоцен) преобладают глинистые песчаники, аргиллиты, мергели (мощностью до 1000 м), а в верхней — слоистые песчаные породы, содержащие прослой конгломератов и красноватых песчаников, песчанистых мергелей. Мощность верхней части разреза до 2000 м. Общая мощность пород геосинклинального комплекса в центральных частях геосинклинального прогиба превышает 6 тыс. м и сильно сокращается к краям трога.

Орогенный комплекс представлен толщей грубых пестроцветных моласс: песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы и лавы

(последние раннечетвертичного возраста). Породы этого комплекса выполняют Лара-Гордесскую впадину и более мелкие прогибы в северо-восточной части Катавазского геосинклинального прогиба. Мощность пород верхнего структурного яруса достигает 2000 м. От более молодых пород антропогена они отделены стратиграфическим и слабым угловым несогласием.

Структура Катавазского геосинклинального прогиба типично складчатая. Складки линейные, северо-восточного простирания. Разрывные нарушения во внутренней структуре геосинклинального комплекса имеют резко подчиненное значение. Исходя из структурных особенностей, прогиб разделяется на Хостинский горст-антиклинорий, Саравозский синклинорий и Лара-Гордесскую наложенную впадину.

Саравозский синклинорий начинается от 34-й параллели и прослеживается в юго-западном направлении до параллели $32^{\circ}30'$. Ширина синклинория на этом отрезке 70—80 км. Осевая часть сложена песчаной толщей верхнего эоцена и представляет собой очень пологую синклиналь. В районе сел. Марсак ядро синклинория представлено плоской брахисинклиналью. На юго-восточном крыле структуры прослеживается пять полных прямых складок с углами падения крыльев $30-50^{\circ}$. На северо-западном крыле удастся проследить всего 2—3 складки, более мелких, чем на юго-восточном, так как далее на запад структура синклинория перекрыта Лара-Гордесской впадиной. Западнее впадины, вблизи Чаманского разлома, вновь появляются складки западного крыла синклинория. Они здесь более мелкие, узкие, осложнены сбросами.

Вблизи параллели $32^{\circ}30'$ Саравозский синклинорий испытывает воздымание. Здесь намечается поперечное поднятие, после которого наблюдается общее погружение всей структуры. Складки начинают здесь виргировать: увеличивается их число. Ширина синклинория в этом пересечении достигает максимального размера 400 км (включая Пакистанскую часть). Складки на восточном крыле синклинория становятся почти меридиональными, а на западном меняют свое простирание с юго-западного на западно-юго-западное. При этом простирании складки под острым углом подходят к Чаманскому разлому и южнее 32-й параллели срезаются им. В связи с погружением структуры складки становятся более пологими, а в ядре синклинория появляются крупные широкие мульды, сложенные песчаниками верхнего эоцена.

На крайнем юге все западное крыло Саравозской синклинали редуцировано и вблизи Чаманского разлома появляются складки восточного крыла, имеющие меридиональное простирание.

Значительный интерес представляет северное окончание синклинория. На 34-й параллели происходит его замыкание. Складки здесь становятся широтными. Вся структура сокращается до 20 км. Но севернее отложения палеогена прослеживаются еще на 50 км в меридиональном направлении, вплоть до сел. Сароби. Палеоген здесь ограничен двумя тектоническими зонами, очень

сильно смят. Ширина палеогеновой полосы сокращается до 10—15 км. Возможно, что ее первичная ширина была больше, но на западе она перекрыта мезозойскими отложениями Кабульской зоны, надвинутыми по достаточно пологому надвигу. Северное окончание синклинория отделяет сначала Джелалабадский прогиб, а затем Нуристанский массив от Кабульского поднятия.

Лара-Гардеская наложенная впадина выполнена отложениями неогена и в значительной мере перекрыта четвертичными отложениями, что крайне затрудняет установление ее внутренней структуры. Впадина прослеживается на протяжении 250 км от сел. Гардес до верховья р. Лора, где у сел. Шинкай обрывается молодым поперечным разломом. В южной части молодые продольные разломы ограничивают впадину как с юго-востока, так и с северо-запада. Таким образом, здесь она представляется как грабен-синклиналь. Отложения неогена в пределах впадины смяты в пологие брахискладки, вытянутые в северо-восточном направлении, о чем можно судить по складкам в районе сел. Яни-Кехль. Максимальной ширины впадина достигает к востоку от оз. Аби-Истада. В районе озера наблюдается поперечный неотектонический грабен, уходящий на север в район Дашти-Навара. Формирование Лара-Гардеской впадины происходило в неогене и завершилось в конце неогена или, может быть, после раннечетвертичного времени.

Хостинский горст-антиклинорий изучен еще очень слабо. Отложения мезозоя здесь смяты в линейные складки северо-северо-восточного, близкого к меридиональному, простирания. К северу от г. Хоста располагается крупное куполовидное поднятие, природа которого не вполне ясна — или это выдвинутый горст древнего фундамента, или структура, связанная с внедрением батолита. Горст-антиклинорий отделен от Саравозского синклинория разломом северо-восточного простирания. Структура Хостинского горст-антиклинория в южном направлении продолжается в Пакистан, в центральную часть Сулейманового мегантиклинория.

ТАРНАКСКО-СОМАЛИЙСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

Эта структура располагается между ранними и поздними альпидами. В раннеальпийский геосинклинальный этап развития она представляла собой эвгеосинклинальный трог, углубляющийся и раскрывающийся в юго-западном направлении. В раннеальпийский орогенный этап развития структура испытала поднятия, по краям ее возникли крупнейшие разломы; между ней и Аргандабским орогенным поднятием возникли Кандагарский и Гюлякхельский межгорные прогибы. На позднеальпийском геосинклинальном этапе она являлась шовной зоной и представляла собой горст-антиклинорий. В позднеальпийский орогенный этап вдоль северного края Тарнакско-Сомалийского горст-антиклинория образовался краевой прогиб, который перекрыл его значительную

часть. Последнее обстоятельство весьма затрудняет изучение внутренней структуры горст-антиклинорий и особенно в восточной его части, так как там выходы древних пород весьма ограничены.

Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий разделяется на две зоны: Тарнакскую — северо-восточную и Сомалийскую — юго-западную. Сомалийская зона по сравнению с Тарнакской наиболее опущена и в ней интенсивнее проявились раннемеловые вулканические процессы и позднеальпийский интрузивный магматизм. Тарнакская зона на схемах предыдущих авторов обычно включалась в состав Аргандабского геоантиклинального поднятия, так как до позднемеловой эпохи она составляла с ним единую структуру. Но поскольку она, начиная с позднемеловой эпохи, была отделена от Аргандабского поднятия разломами и развивалась как самостоятельная структура, мы включаем ее в состав Тарнакско-Сомалийского горст-антиклинория.

Структурно-формационные комплексы. Отложения, слагающие Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий, делятся на четыре комплекса: байкальский, раннеальпийский геосинклинальный, позднеальпийский геосинклинальный и позднеальпийский орогенный.

Байкальский комплекс слагает фундамент горст-антиклинория и представлен мощной (в обнаженной части более 1000 м) толщей хлорит-серицитовых, хлорит-эпидотовых, амфиболовых сланцев и амфиболитов позднего протерозоя с прослоями кварц-хлоритовых сланцев и кварцитов, а также пластами мраморов. В верхней части обнаружена мощная пачка (свыше 200 м) полосчатых мраморов и доломитов. Фундамент обнажается только в районе горы Калата, в хр. Манзанай-Гар, в пределах крупного горста. Здесь отложения рифея смяты в крутые нормальные складки юго-западного простирания с углами падения на крыльях складок от 50 до 70°, ширина отдельных складок около километра.

Раннеальпийский геосинклинальный комплекс. Непосредственные контакты нижнемеловых и протерозойских отложений обычно обнаружить не удастся вследствие разделяющих их разломов. Только в одном месте, к югу от дер. Зарифкала были обнаружены конгломераты с хорошо окатанной галькой, состоящей из серых кварцитов и зеленых кварц-хлоритовых (по-видимому, вулканогенных) сланцев, залегающих резко несогласно на протерозое.

Раннеальпийский геосинклинальный комплекс сложен мощной (более 1000 м) толщей диабазово-порфиритовых лав, туфов, туфобрекчий. В основании ее, на Спинбулдакском шоссе была встречена пачка песчаников и конгломератов с линзами песчанистых известняков с богатой фауной, свидетельствующей о баррем-аптском возрасте. Мощность до 300 м. Над вулканогенной толщей располагается толща разнообразных известняков: то слоистых, органогенных, то массивных рифогенных. Мощность известняков в Спинбулдакском районе достигает 800 м. В северном направлении

вулканогенная толща сокращается, вплоть до полного выклинивания на севере Тарнакской зоны, в юго-западном направлении, в Сомалийской зоне, она резко увеличивается в мощности до 4000 м. Здесь развиты лавы и туфы среднего и основного состава, а также пачки кремнистых пород. Нижнемеловые отложения в Тарнакской зоне содержат тела ультраосновных пород, по-видимому, позднемелового возраста.

Структура раннеальпийского комплекса в Тарнакской зоне исключительно сложная. Все отложения смяты в линейные складки юго-западного простирания. В Сомалийской зоне простирание складок становится близким к широтному. Они образуют здесь пологую дугу, обращенную выпуклостью на юг. Складки в основном прямые, умеренно сжатые с углами падения крыльев в 40—50°. Вблизи многочисленных разломов наклон крыльев бывает значительно круче. Размах (ширина) складок небольшой: сотни метров — первые километры. Шарниры складок, по-видимому, по простиранию ундулируют. В юго-западной части Тарнакской зоны отчетливо прослеживается (более чем на 100 км) антиклинальная структура, южная часть которой (в районе Калата) молодыми разрывами превращена в горы.

Складчатая структура Тарнакской зоны интенсивно формировалась в начале позднемелового времени.

Позднеальпийский геосинклинальный комплекс. В позднем мелу — палеогене Тарнакская зона оказалась на краю геосинклинального прогиба и, соответственно, в ней накапливались маломощные терригенно-карбонатные отложения: известняки, мергели, песчаники, алевролиты. Следует подчеркнуть наличие рифогенных известняков среднего эоцена, имеющих форму линз, вытянутых в северо-восточном направлении вдоль крупных разломов. Они наиболее характерны для северо-восточной части Тарнакской зоны. Морские отложения данного структурного этажа разделены многочисленными стратиграфическими несогласиями, свидетельствующими о том, что в это время зона испытывала колебательные движения переменного знака. В Сомалийской зоне отложения описываемого структурно-формационного комплекса не сохранились. Мощность отложений верхнего мела, нижнего — среднего палеогена измеряется сотнями метров.

Отложения данного комплекса разбиты многочисленными разрывами и поэтому чаще всего можно наблюдать только моноклинальные крылья складок. Складчатая структура этих отложений более простая, чем нижнемеловых, и представляется в виде крупных пологих складок с углами наклона 10—15°. Возле разломов наблюдаются более крутые наклоны.

В южной части Тарнакской зоны верхнемеловые известняки резко несогласно, имея очень пологие углы наклона в 10—15°, залегают на вулканогенной нижнемеловой толще, имеющей углы падения до 30—60°. В конце эоцена резко оживилась интрузивная деятельность, особенно в Сомалийской зоне.

Дизъюнктивные нарушения представлены разрывами сбросо-взбросового и сдвигового типа, в основном северо-восточного простирания. Отдельные параллельные разрывы часто образуют тектонические клинья и пластины. Наиболее крупными являются нарушения, ограничивающие Тарнакско-Сомалийский горст с юго-востока (Чаманский разлом) и с северо-запада (Мукурский разлом). Мукурский разлом нам удалось описать к югу от г. Калат. Он представлен зоной тектонических брекчий шириной свыше 100 м. В этой зоне «линзы» — клинья известняков, песчаников, большое количество кварцевых и кальцитовых жил и тела серпентинитов. Разлом долгоживущий, зародившись в мелу, он обновлялся в палеогене и был активен в начале четвертичного времени.

Позднеальпийский орогенный комплекс развит очень широко. Его формирование в юго-западной части Тарнакско-Сомалийского горст-антиклинория началось с олигоцена, а в северной части — с неогена. Почти вся Тарнакская зона в это время испытывала прогибания. Орогенный комплекс здесь представлен пестроцветными песчаниками, конгломератами, алевrolитами, линзами и прослоями мергелистых пород. Для верхней части комплекса здесь весьма характерны туфопесчаники и туфы.

ТОРОСБОБСКО-ГАЗНИЙСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

В настоящее время в прогибе расположены четыре впадины, выполненные пестроцветной молассой верхнего олигоцена — неогена и плейстоцена: Газнийская, Тарнакская, Аргастанская и Торсобобская.

Первые три впадины весьма сходны в своем развитии и потому описываются совместно. Они представляют собой грабены, ограниченные с северо-запада и юго-востока крупными разломами северо-восточного (45°) простирания, прослеживающимися на расстоянии более 350 км. Ширина впадин колеблется от 4 до 15 км. Абсолютные отметки поверхностей впадин: Газнийской 2180 м, Тарнакской 1760 м. Средние абсолютные превышения окружающих горных возвышенностей достигают 2400 м. Предположительно до плейстоцена они представляли единую депрессию.

В конце неогена в связи с общей активизацией региона и поднятием поперечного Мукурского блока Газнийская и Аргастанская части прогиба разобщаются. В прогибе появляются опущенные и поднятые блоки фундамента, о чем свидетельствуют выступы коренных пород, юрского и мелового возраста на перемычках впадин. Мощность моласс во впадинах превышает 500 м. Отсутствие геофизических исследований не позволяет дать полной характеристики внутренней структуры впадины.

Отложения орогенного комплекса в прогибе дислоцированы. В Тарнакской впадине они имеют углы наклона до $5-10^\circ$ и разбиты многочисленными сбросами, часть которых унаследовала направление более древних нарушений. Наряду с этим произошло

образование субмеридиональных разломов, связанных с отмеченными ранее поперечными блоками. В Тарнакской и Газнийской впадинах имеют место палеосейсмодислокации. На северо-западных склонах Тарнакской депрессии отмечаются клинья отседания в юрских известняках, зияющие трещины ($15 \times 1,1$ м) в нижнечетвертичных вулканитах и в верхнемеловых известняках вблизи г. Мукура.

Сейсмодислокации отчетливо наблюдаются и дешифрируются в районе Мукура и Согджоя. Первая сейсмодислокация простирается под углом 50° на расстоянии 12 км, а вторая — под углом 30° по левобережью р. Тарнак, от сел. Согджой до сел. Атак. Сейсмодислокации свидетельствуют о тектонической активности зоны краевого прогиба в настоящее время.

Торособская впадина располагается к северу от Сомалийского горста в предгорьях Чагайского хребта, на юге современной пустыни Регистан. Названа она нами по имени вулкана Торособ, находящегося в ее пределах. Торособская впадина простирается с ЮЮЗ на ССВ (субширотно), а в восточной части, по-видимому, принимает СВ направление. Она прослеживается на 100 км, но имеет много большую длину (на ЮЗ она уходит за пределы Афганистана, а на СВ скрывается под неоген-четвертичными отложениями Сейстанской впадины). Торособская впадина (см. рис. 4) выполнена мощной толщей в 3000—4000 м олигоцен-неогеновой молассы. Это красные континентальные грубозернистые песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов. В верхней части толщи уже в неогеновое время формировались пестрые песчаники, алевролиты и конгломераты. В конгломератах встречается галька гранитоидов. В краевых частях впадины в раннечетвертичное время шло формирование вулканической толщи: андезитовые, дацит-липаритовые лавы, туфы и туфобрекчи.

Отложения верхнего орогенного комплекса в Торособской впадине дислоцированы более интенсивно, чем в Тарнакской и Газнийской впадинах. Толща красных песчаников смята в крупные прямые складки с ундулирующими шарнирами, с углами падения крыльев в $30-40^\circ$. Складки вытянуты в субширотном направлении. Они образуют несколько параллельных цепочек. Разрывные нарушения имеют две системы: юго-западную, близкую к широтному, и субмеридиональную. На пересечении этих разрывов в раннечетвертичное время образовались центры вулканических извержений: Арбу, Малик-Дукан, Торособ и другие — на южном краю впадины и вулкан Хан-Нашин — на северном.

СТРУКТУРЫ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ *

Вся территория Афганистана была охвачена исключительно сильными новейшими тектоническими движениями. В неогеновое и четвертичное время в Афганистане имеют место крупнейшие сейсмические явления, вулканизм и разрывная тектоника. Но наиболее отчетливо проявились колебательные движения, причем по размаху (амплитуде) этих движений территория Афганистана может быть причислена к наиболее активно поднимающимся районам земного шара. За период неогена и антропогена северо-восточные районы страны поднялись на высоту до 7 тыс. м. Интенсивные поднятия с амплитудами свыше 2,5 тыс. м охватили не только северо-восточную, но и всю центральную часть страны. Интенсивность поднятий увеличивается в северо-восточном направлении (рис. 28).

Особенностью поднятий новейшего орогенного периода явилось то, что они охватили не только позднеальпийскую складчатую область, но и раннеальпийскую, герциническую и киммерийскую области, причем центр единого сводового поднятия пришелся в основном на область герцинид. Поднятия были сводово-глыбовыми. Другой особенностью неотектонических движений была их дифференцированность и контрастность; наряду с поднятиями как по периферии, так и внутри их произошли опускания с амплитудами в несколько тысяч метров.

Движения орогенного этапа создали, таким образом, на территории Афганистана специфические структуры: крупные зоны поднятий и прогибов, грабены и горсты, надвиговые структуры, иногда со значительной амплитудой перемещения.

Методы выявления неотектонических структур своеобразны, и потому до описания их мы остановимся на некоторых особенностях рельефа. Необычайная активность поднятий обусловила своеобразный высокогорный, резко расчлененный рельеф страны. Анализ закономерностей распределения форм рельефа позволяет выявлять характер неотектонических движений.

Вся территория страны, за исключением низовий р. Гильменд и долины Амударьи (ниже устья р. Кокчи), возвышается над уровнем моря больше чем на 5000 м. Отметки от 500 до 1000 м характеризуют только крайнюю западную часть страны, юго-западные

* В основу описания положена статья В. И. Славина и А. Н. Демина (1972).

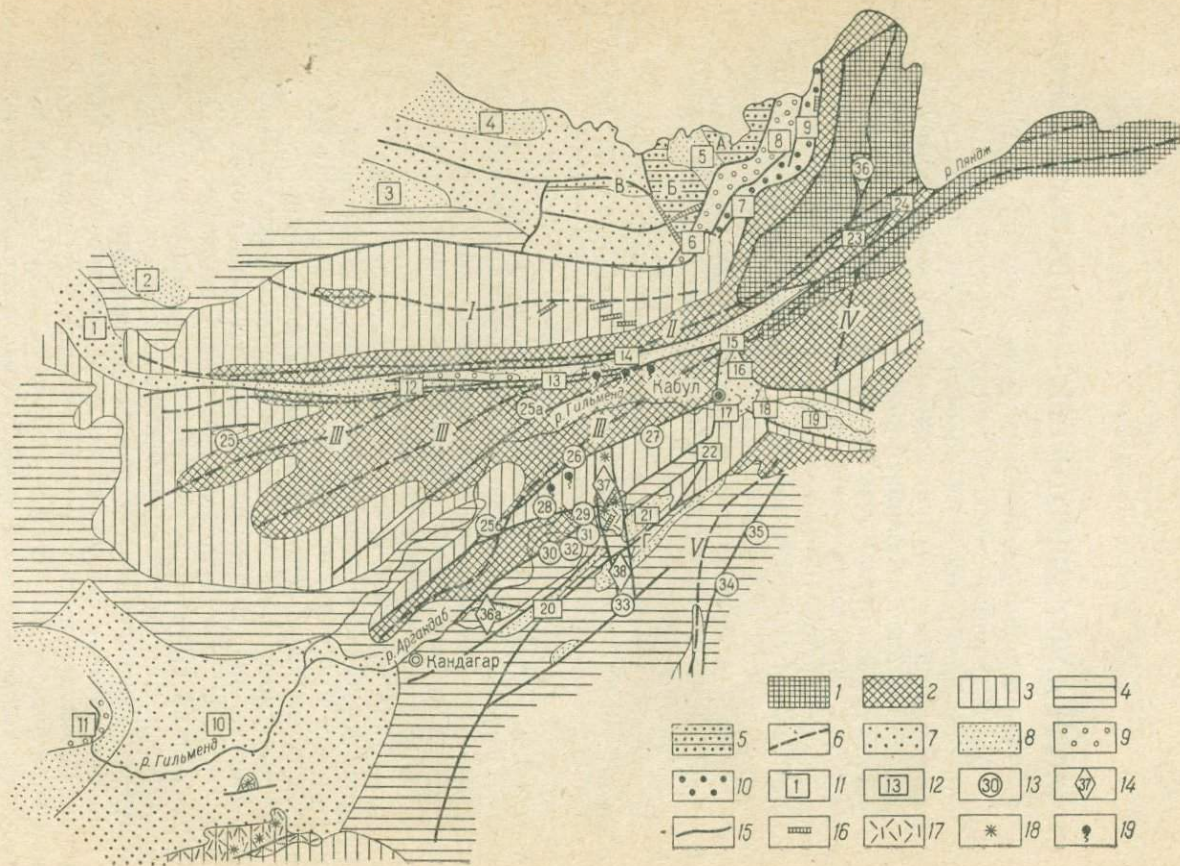


Рис. 28. Схема новейшей тектоники Афганистана (составили В. И. Славин, А. П. Демин).

Словово-глыбовые поднятия: 1 — районы максимального (свыше 4200 м) поднятия (четвертая ступень); 2 — районы весьма интенсивного (более 3500 м) поднятия (третья ступень); 3 — районы интенсивного (более 2500 м) поднятия (вторая ступень); 4 — районы умеренного и слабого (менее 2500 м) поднятия (первая ступень); 5 — поднятые блоки внутри области опускания (А — Обитаргский, Б — Кафирнитанский, В — Аль-Бурайский, Г — Кагаванский); 6 — осиполово-глыбовые поднятия (И — Ванди-Туркестанского, П — Памиро-Паропамизанского, Ш — Центрально-Афганского, IV — Нуристанского, V — Сулейманова. Области опускания: 7 — слабое (менее 100 м); 8 — среднее (до 500 м); 9 — интенсивные (свыше 2000 м); 10 — весьма интенсивные (свыше 3000 м); 11 — Предгорные впадины и их номер (1 — Нижне-Герирудская, 2 — Кушкинская, 3 — Даулятабадская, 4 — Келифская, 5 — Вахская, 6 — Пулихумрийская, 7 — Шпикарская, 8 — Куле-Гелская, 9 — Коччинский грабен, 10 — Сейтанская неотектоническая впадина, 11 — Хамунская впадина); 12 — неотектонические впадины и их номер (12 — Чухаранская, 13 — Якованская, 14 — Бамианская, 15 — Чарикская, 16 — Баграмская, 17 — Кабульская, 18 — Саробийская, 19 — Джемалабадская, 20 — Тарнакская, 21 — Гавайская, 22 — Логарская, 23 — Анджуманская, 24 — Зобакская, 18 — Саробийская, 19 — Джемалабадская, 20 — Тарнакская, 21 — Гавайская, 22 — Логарская, 23 — Анджуманская, 24 — Зобакская); 13 — внутрислойные впадины (цифры на схеме); 25 — Туладская, 25а — Пенджабская, 25б — Уруаганская, 26 — Дарафшанская, 27 — Верхне-Логарская, 28 — Малостинская, 29 — Сабзакская, 30 — Халеранская, 31 — Дунгурийская, 32 — Ангурийская, 33 — Вазаквахская, 34 — Угунская, 35 — Хостинская, 36 — Дунжумская, 14 — поперечные структуры (цифры на схеме); 36а — Кундулянская, 37 — Дашти-Наварская, 38 — Аби-Истаинская. Разрывные структуры: 15 — активизированные в неоген-четвертичное время; 16 — современные разломы сейсмические и палеосейсмодислокационные; 17 — четвертичные вулканические породы; 18 — центры вулканических извержений; 19 — миферальные источники

пустыни и относительно неширокую полосу на севере. Свыше 80% территории возвышается над уровнем моря больше чем на 1000 м. Общее повышение рельефа наблюдается в восточно-северо-восточном направлении. В северной части Афганистана проходит орографическая ось страны. Она следует с запада на восток по хребтам Паропамиза (Сафедкох и Сиахкох) с наибольшими высотами 3593—3167 м, хребтам Баба (высота 5142 м) и Западного Гиндукуша, высоты отдельных вершин в котором возрастают с запада на северо-восток от 5000 до 7750 м. Эта орографическая ось страны в то же время является водораздельным хребтом, разделяющим бассейны рек Аральского моря и Индийского океана.

В Юго-Западном Афганистане все хребты отходят веерообразно от главной оси в юго-западном направлении и затухают вблизи 32-й параллели перед южными пустынями. В Северном Афганистане параллельно главной оси располагаются хребты Афганского Туркестана, имеющие широтное простиранье (см. рис. 1). В восточной части основное простиранье хребтов как к северу (в Бадахшане), так и к югу (в Нуристане) от главной оси — субмеридиональное.

На юго-востоке, по границе с Белуджистаном располагается система параллельных хребтов юго-западного простиранья.

Весьма характерной особенностью рельефа Афганистана является то, что, несмотря на значительную крутизну склонов, вершины хребтов довольно плоские. Такие же выположенные поверхности — денудационные ступени — можно часто видеть и в пределах склонов.

Исходя из высотного положения, выделяются четыре ступени, характеризующиеся своими формами рельефа (Славин, Демин, 1972).

Первая ступень расположена на отметках до 2500 м, представляет собой полосу низких предгорий. Для нее характерна

слабая расчлененность рельефа. Долины рек здесь широкие, нередко с выположенными склонами и водоразделами. Максимальные врезы (до 200 м) здесь отмечены вблизи р. Аргандаб.

Вторая ступень имеет абсолютные отметки 2500—3500 м. Ее рельеф среднегорный со слабо развитой речной сетью. Обычно здесь отмечаются врезанные (до 600 м) сухие долины. Для рельефа характерны слабо расчлененные сглаженные формы, на фоне которых резко выделяются отдельные сложно расчлененные горные массивы.

Третья ступень представляет собой интенсивно приподнятую, сильно расчлененную среднегорную часть хребтов Мазар-Ранж, Баба и Пагман с абсолютными высотами 3500—5000 м. Для этой ступени характерен глубокий эрозионный врез речных долин, каньонообразной и V-образной форм, со слабым проявлением ледниковой деятельности (например, у сел. Чинаран).

Четвертая ступень характеризует юго-западные отроги хребта Гиндукуш с абсолютными отметками более 5000 м. Наиболее характерная черта — резко расчлененный рельеф и глубокий врез речных долин с проявлением ледниковой деятельности. Речная система характеризуется угловато-разветвленной сетью каньонообразных долин, сплошными коренными выходами пород на склонах, с пилообразными скалистыми гребнями и пирамидальными высотами.

Рельеф Афганистана очень молодой. Он полностью создан после палеогена и поэтому находится в прямой зависимости от интенсивности колебательных движений.

В последнее время выявлены неопровержимые доказательства того, что в самом конце палеогена на территории Афганистана и даже на территории высокогорного Памира, Каракорума, Гиндукуша и Тибета располагались обширные низменности и невысокие горы, с отметками до 500 м.

Можно считать, что к началу неогена все пространство Афганистана и вообще Южной Азии было низменным, частично покрываемым морем, или представляло собой низкогорный холмистый рельеф. Для дальнейшего расчета интенсивности поднятий мы примем эту поверхность равной или близкой к нулевым отметкам. Контрастные орогенические движения начались в раннем неогене.

СВОДОВО-ГЛЫБОВЫЕ ПОДНЯТИЯ

Неотектонические движения в Афганистане создали (см. рис. 28) Памиро-Паропамизское, Центрально-Афганское, Нуристанское и Сулейманово поднятия, часто ограниченные молодыми разрывными нарушениями и разделенные между собой продольными прогибами. Наряду с продольными прогибами оформились и поперечные, типа Дашти-Наварского или Кундалинского. На юго-западе и на севере Центрально-Афганское и Памиро-Паро-

памизское поднятия ограничиваются Сейстанской впадиной и Приамударьинской областью опускания.

Памиро-Паропамизское сводово-глыбовое поднятие ориентировано в субширотном направлении. В пределах Афганистана оно прослеживается на расстояние более 1000 км при ширине от 200 до 400 км. В центральной части поднятия располагаются дугообразные хребты: Шахдаринский, Ходжа-Мухамед, Сафедкох, Паропамиз с абсолютными отметками от 7500 м на востоке (за пределами Афганистана) до 3500 м на западе.

В северной части Памиро-Паропамизского поднятия располагается Банди-Туркестанское поднятие с высотами в хребте того же названия до 3700 м. Возможно, что от основной оси Банди-Туркестанское поднятие отделено небольшой депрессией. Для Памиро-Паропамизского поднятия характерны альпинотипные формы рельефа с реликтами денудационных поверхностей выравнивания трех уровней: 600, 4500 и 3500 м. Поднятие резко асимметрично. Максимум поднятия приурочен к южному краю.

Центрально-Афганское сводово-глыбовое поднятие представляет собой горную страну с превышениями от 7700 до 2600 м (хребты Гиндукуш, Парван, Баба, Банди-Баян, Сафедкох составляют его наиболее приподнятую часть; хребты Пагман, Мазар, Хурд, Кайсар, Сиахкох — юго-западное крыло). Центрально-Афганское поднятие так же, как и Паропамизское, резко асимметрично, но в отличие от последнего максимально поднятой является северная часть. Поднятие в целом ориентировано в юго-западном направлении. Оно прослеживается через весь Афганистан. Ширина его до 380 км. Хребты здесь представляют собой расходящийся в юго-западном направлении веер с широко развитой речной сетью. Горные сооружения обычно куполовидные, реже с плоскими вершинами. В районе Дашти-Навара выделяются формы вулканического ландшафта с абсолютными отметками до 3500 м, а вулканические конусы достигают 4450 м.

В северной части поднятия хребты вытянуты в широтном направлении, а в южной — в юго-восточном направлении, т. е. в направлении общего погружения поднятия. Центрально-Афганское поднятие сложное: вдоль долин рек Фарахруд и Гильменд наблюдаются продольные впадины, разделяющие поднятие на три части. Северная граница поднятия приурочена к краю крупного Бамианского грабена, прослеживающегося по долинам рек Герируд, Горбанд, Панджшир.

Нуристанское сводово-глыбовое поднятие. Это поднятие занимает юго-восточную часть Афганистана. В поднятие здесь оказался вовлечен фундамент Нуристанского массива, сложенный метаморфическими породами докембрия и мезозойскими сланцами регенерированного чехла.

Метаморфические породы архей-протерозоя подняты в Нуристане до отметок 6000 м. Общее простирание поднятия северо-северо-восточное. Плоский свод поднятия в северном направлении

повышается и на севере обрывается молодыми сейсмоактивными разломами ВСВ простирания. На юго-запад поднятие погружается и на левобережье рек Кабул и Панджшир также обрывается разломом. Для Нуристанского поднятия весьма характерны денудационные поверхности с отметками 3500 и 4500 м, в северной части в виде реликтовых останцов сохранились поверхности 6-километрового уровня.

Сулейманово поднятие располагается в юго-восточной части Афганистана к юго-западу от Нуристанского. Только это поднятие находится в пределах позднеальпийской складчатой зоны и связано с орогенной стадией развития Альпийской геосинклинали. Простирание поднятия северо-западное, протяженность свыше 500 км. На территории Афганистана располагается только его северо-западная часть шириной до 200 км. Породы мел-палеогена и неогена подняты в приграничных частях страны на высоту от 2,8 до 4 тыс. м. Максимальные отметки рельефа находятся в северной части хр. Сафедкох (Спингар), где докембрийские отложения подняты на высоту 4750 м. Общее погружение Сулейманова поднятия идет на ЮЗ в сторону пустыни Регистан, а также на ЗСЗ к Тарнакской впадине. В области поднятия наблюдаются хорошо развитые денудационные уровни, имеющие отметки менее 2500 м (I ступень) и около 2000 м. Эти же уровни отмечают Э. Мовшович и А. Чистяков (1968) в Пакистанской части поднятия.

Сулейманово поднятие достаточно сложное, так как в его составе фиксируется ряд продольных зон опускания — межгорных и внутригорных впадин: Гардезская, Ургунская, Хостинская и др.

ОБЛАСТИ ПРОГИБАНИЯ

Прогибы новейшего этапа занимают на территории Афганистана значительно меньше пространства, нежели поднятия.

В пределах областей прогибания мы выделяем четыре типа опусканий: межгорные впадины, разделяющие области поднятий; внутригорные впадины, разделяющие отдельные части поднятий; поперечные впадины, наложенные на предыдущие типы, и предгорные впадины и области прогибания, лежащие на периферии поднятий и образующие самостоятельные, весьма обширные структуры. Все прогибы выполнены неоген-четвертичными грубообломочными пестроцветными осадками, сносимыми с гор. Мощности и состав их приведены в стратиграфическом очерке.

Межгорные впадины образуют Бамианскую рифтовую систему, которая отделяет Памиро-Паропамизское поднятие от Центрально-Афганского и Нуристанского; Кабульскую и Джелалабадскую впадины, отделяющие Нуристанское поднятие с юго-запада от Центрально-Афганского и Сулейманова поднятий и Логар-Тарнакскую впадину, разделяющую Центрально-Афганское и Сулейманово поднятия.

Бамианская система впадин вытянута на западе в широтном, а на востоке в северо-восточном направлении на протяжении свыше 1000 км. На большинстве участков к зоне впадин приурочены долины рек. На западе вдоль зоны течет р. Герируд, в центре располагается верхняя часть долин рек Бамиан, Горбанд и Панджшир, на востоке долины рек Анджуман, Зобак, Пяндж и Вахандарья. Иногда в этой системе расположены бессточные высокогорные котловины. На большинстве участков система ограничена молодыми (или обновленными) разломами, хорошо трассируемыми по минеральным и термальным источникам: в долинах Герируда и Бамиана, ее притока Калу и т. п., по травертинам, брекчиям, по вулканическому аппарату в районе Бамиана и Намака. В Бамианской системе по накоплению более мощных отложений выделяются следующие впадины (грабены): Чахчаранская, Лальская, Банди-Амирская, Яковланская, Бамианская, Чарикарская, Анджуманская и Зобакская. Степень прогибания у них неодинакова. Судя по мощности отложений в Бамианской впадине (1500 м), суммарная амплитуда опускания должна быть не менее 2000 м. Если же учитывать разницу отметок дна долины р. Бамиан и окружающих хребтов (2—2,5 тыс. м), то суммарный размах колебаний равен 3,5—4 тыс. м.

Логар-Тарнакские впадины составляют целую полосу впадин, вытянутую в северо-восточном направлении. Все они сложены неогеном и четвертичными отложениями. Здесь выделяется Тарнакская впадина, следующая вдоль долины того же названия, Гардзская, Харбарская и Логарская.

Кабульская впадина представляет собой сложную грабеновую структуру, вытянутую в субширотном направлении на расстоянии 50 км при ширине от 6 до 11 км. Впадина со всех сторон обрамлена горными сооружениями с абсолютными отметками от 3055 до 4700 м. Наименьшая отметка дна впадины составляет 1800 м. Обрамляющие склоны впадины крутые и в некоторых случаях достигают 40—80°. Вдоль них прослеживаются молодые сбросы. Особенностью впадины является блоковое строение, она разделена поперечными поднятиями фундамента на три грабена: Предпагманский, собственно Кабульский и Предхингильский. Мощность неоген-четвертичных осадков, по данным бурения и геофизическим исследованиям (Grebe, 1968), в Предпагманском грабене предположительно 400 м, в Кабульском 500 м и в Предхингильском 950 м. Учитывая разность высот дна впадин и прилегающих хребтов, размах движений в Пагманской впадине достигает 3800 м, в Кабульской 3700 м и в Предхингильской 3650, т. е. увеличивается с востока на запад.

Джелалабадская впадина вытянута в субширотном направлении. Она располагается между хр. Сафедкох (4750 м) и левобережными хребтами р. Кабул высотой 3—4 км. Длина впадины 120 км, ширина до 40 км. Впадина выполнена четвертичными и неогеновыми отложениями, мощность которых достигает 2000 м.

Осадки собраны в пологие брахискладки субширотного простирания. По северному и южному борту впадины крупные сбросы.

Внутригорные впадины расположены внутри областей поднятия и от межгорных впадин отличаются не только положением и малыми размерами, но и наиболее активным развитием в четвертичное время. Наибольшее количество их в Центрально-Афганском поднятии. Это Урузганская, Дарафшанская и Верхне-Логарская, составляющие северо-западную полосу впадин, Малистанская и Сабзакская образуют центральную цепочку и, наконец, Хакеранская, Джагурийская и Ангурийская составляют юго-восточную цепочку впадин. В строении этих впадин много общего (см. рис. 28). В пределах Сулейманова поднятия имеется также ряд внутригорных впадин: Гардеская, Вазаквахская, Ургунская и Хостинская. Все они, по-видимому, являются односторонними грабенами. Углубляются и расширяются они в юго-западном направлении.

Поперечные впадины составляют особый тип неотектонических структур, выполнены маломощными осадками и являются наложенными структурами на межгорные и внутригорные впадины. В отличие от последних они ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлении и по времени заложения являются более молодыми. Они ограничиваются разломами, активизированными в нижнечетвертичное время. Для этих впадин характерны вулканизм, повышенная сейсмичность, проявление минеральных источников и т. п. Ниже приводится описание Кундалянской, Дашти-Наварской и Аби-Истадинской впадин.

Кундалянская впадина расположена в среднем течении р. Аргандаб к западу от г. Калата. Предположительно длина впадины составляет 20 км, а ширина ее до 7 км. Впадина вытянута в субширотном направлении. Образовалась она вследствие дифференцированных опусканий блоков фундамента, ограниченных с четырех сторон активизированными разломами (Бабадехским, Ангурийским, Мизанским на юге и Северо-Кундалянским на севере). Северо-Кундалянский разлом выражен уступом до 80 м. К нему приурочены минеральные источники, фиксировался эпицентр землетрясения (до 8 баллов) и сейсмодислокации в виде мощных обвалов, зияющих трещин шириной до 0,5 м протяженностью до 20 м. На юге расположен Мизанский разлом, прекрасно трассирующийся также уступами и минеральными источниками. Впадина выполнена озерно-речными, предположительно среднечетвертичными, конгломератами с галькой раннечетвертичных дацитов и андезитов. Мощность четвертичных отложений достигает 50—75 м.

Дашти-Наварская впадина (грабен) выполнена вулканогенными образованиями и аллювиально-озерными отложениями. Она ограничена разломами. Вдоль разломов расположились многочисленные раннечетвертичные вулканы. Лава и туфы их заполняли прогиб. В настоящее время в прогибе большое озеро,

вытянутое также в меридиональном направлении. Дашти-Наварский грабен погружается на юг и переходит по простиранию в Аби-Истадинскую впадину (грабен).

Аби-Истадинская впадина (грабен) расположена в районе оз. Аби-Истада к юго-востоку от г. Мукура. Она вытянута в субмеридиональном направлении и ограничена с четырех сторон активизированными разломами, скрытыми под чехлом рыхлых отложений. Эти разломы дешифрируются на аэрофотоснимках и подтверждаются геофизическими исследованиями, проведенными Министерством сельского хозяйства Афганистана в 1968 г. Длина впадины до 25 км, ширина до 14 км.

По геофизическим данным и бурению мощность рыхлых отложений достигает 450 м (см. рис. 12). Буровой скважиной здесь вскрыты верхне- и среднечетвертичные отложения мощностью 27 м и нижнечетвертичные вулканиты дацитового состава. Ниже по разрезу залегают отложения неогена.

Сейсмодислокации, выраженные в рельефе, в районе озера имеют северо-восточное простирание и прослеживаются на расстоянии 25 и 45 км. Грабен Аби-Истада был связан в единую полосу с Дашти-Наварским грабеном. Параллельно этой полосе с запада располагался Мукурский горст, поднимающийся в четвертичное время.

Предгорные впадины и области опускания представляют собой обширнейшие сложно построенные изометрической формы структуры, в какой-то мере компенсирующие области поднятий. К ним относятся Сейстанская впадина и Приамударьинская область опусканий.

Сейстанская впадина располагается в юго-западной части Афганистана (к югу от дороги Кандагар — Диларам — Фарах). В ее центральной части протекает р. Гильменд, образующая широкую долину. Поверхность впадины покрыта песками и галечниками аллювиального, пролювиального и эолового происхождения четвертичного и плиоценового возраста. Мощность этих отложений увеличивается в юго-западном направлении. На юге впадины, в предгорьях хр. Чагай, а также иногда в цоколе Гильмендских террас, в нижнем течении р. Аргандаб и т. п., обнажаются красноцветные отложения миоцена. Эти отложения, возможно, совместно с верхнепалеогеновыми (известными на юге впадины) слагают верхний структурный ярус. Судя по данным аэромагнитных исследований мощность рыхлых отложений достигает 1000—3000 м (Bosum, 1970). Все представления о составе и строении донеогеновых отложений можно составить только из анализа отложений в краевых частях впадины и по тем весьма скудным сведениям, которые дала аэромагнитная съемка.

Сейстанская неотектоническая впадина вытянута в юго-западном направлении; длина ее около 450 км при ширине 160—180 км. Границы ее проведены весьма условно по линии увеличения мощностей кайнозоя. В связи с этим значительные участки

на северо-западе, в междуречьях Хашруда и Фарахруда и на правобережье р. Пишин-Лора, на юго-востоке, хотя и сложены антропоген-неогеновыми отложениями, остались за ее пределами, так как мощность их здесь невелика.

Довольно широко распространилось мнение, что в основании Сейстанской впадины располагается древний срединный массив с однородным фундаментом (Weippert, 1970). На самом деле фундамент впадины разнороден и представлен складчатыми структурами, подходящими к ней с северо-востока и продолжающимися под отложениями верхнего яруса.

В северо-западной части впадины местами обнажаются юрские отложения, представленные тонкослойными черными известняками, мощностью до 200 м (район Хашруда), а также меловые рудистовые известняки (в районе Хамум-Сабари. Предполагают (Weippert, 1970), что мощность отложений мезозоя достигает здесь 1000 м. Отложения мезозоя дислоцированы так же, как и в открытой части Фарахрудской зоны.

Аэромагнитная съемка свидетельствует, что в фундаменте много изверженных пород. Немецкие исследователи (Weippert, 1970) считают их палеозойскими, но по аналогии со смежными структурами вероятнее всего их относить к гранитоидам мелового и палеогенового возраста. Мезозойские отложения в фундаменте массива развиты широко. По данным аэромагнитной съемки, мощность их достигает нескольких километров. Д. Виртц указывает, что в центре впадины под вулканогенами Хан-Нашин располагаются известняки сеноманского возраста. О наличии карбонатной мезозойской толщи в южной части впадины под вулканогенами Арбу, Малик-Дукан косвенно свидетельствуют залежи арагонита, образование которого связано с карбонатным фундаментом.

Аэромагнитные исследования показали, что фундамент впадины смят в складки и нарушен разрывами.

В фундаменте Сейстанского прогиба указываются линейные зоны максимального изменения интенсивности магнитного поля, по-видимому отвечающие каким-то крупным тектоническим нарушениям. Все они имеют северо-восточное простирание и располагаются на продолжении разломов, разграничивающих Шахристанскую, Аргандабскую и Тарнакскую зоны. Все эти данные свидетельствуют, что под Сейстанской впадиной нет единого древнего фундамента, отвечающего срединному массиву.

Верхний структурный ярус располагается на нижнем со стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласием. По южной периферии впадины азимутальные несогласия между породами мела и верхнего палеогена — неогена достигают 30°. Структура неоген-антропогеновых отложений, по существу говоря, не изучена. Наши краткие наблюдения на юге свидетельствуют, что все породы неогена к северу от Торособобского прогиба смяты в пологие складки с углами наклона крыльев в несколько градусов; на значительных участках они лежат горизонтально.

Аэромагнитные наблюдения выявили ряд разломов, распадающихся как нижний, так и верхний структурные ярусы. Разломы образуют две системы — субмеридиональную и субширотную. Наиболее крупный разлом субмеридионального простирания проходит по параллели $63^{\circ}30'$ от вулкана Малик-Дукан через вулкан Хан-Нашин на Диларам. Этот разлом разделяет впадину на две части, западная в четвертичное время испытывала большие опускания. На северо-западном борту впадины разломы имеют северо-северо-восточное направление, параллельное простиранию Восточно-Иранской геосинклинали.

Приамударьинская область опускания занимает север Афганистана и является южной частью огромной Афгано-Таджикской впадины (платформенная мегасинклиналь, по А. Б. Вонгазу, 1969).

Характерной особенностью впадины явилось не только интенсивное прогибание и накопление осадков в неоген-четвертичное время, но и достаточно сильное смятие этих отложений в своеобразные складки субмеридионального простирания. В восточной части Приамударьинской области опускания выделяется Кулябский предгорный прогиб — структура, испытавшая наибольшее прогибание. Остальную (западную) часть мы будем именовать Кундузской системой субмеридиональных складок.

Афгано-Таджикская впадина заложена на фундаменте герцинской геосинклинальной системы. Прогибание ее началось в верхней юре (Леонов, 1967), или в триасе (Захаров, 1964; Симанков и Н. И. Туаев, 1966). В Афганской части впадины обнажаются на поверхности отложения начиная только с верхнего мела. Вся западная часть Кундузской системы и значительная часть Кулябского прогиба перекрыты наиболее молодыми четвертичными отложениями.

Кундузская система субмеридиональных складок занимает северо-западную часть Афганистана к западу от устья р. Кокчи. На западе она совпадает с низменностью р. Амударья, абсолютные отметки которой на западе 260 м, на востоке 400 м. Восточная часть зоны между рр. Сурхаб и Кокча наиболее высокая.

В фундаменте системы располагается герцинский геосинклинальный структурно-формационный комплекс (D — C) и герцинский орогенный комплекс (P — J). Оба комплекса на поверхности не вскрываются. В чехле выделяется платформенный комплекс (J_3 — P) и комплекс неотектонической активизации (P₃ — Q). Если в период формирования платформенного комплекса произошло заложение и развитие этой структуры как платформенной синеклизы, то в период неотектонической активизации завершилось ее образование.

Наиболее характерна для Кундузской системы складчатость северо-северо-восточного простирания в западной части.

Платформенный комплекс представлен весьма разнообразными формациями: морскими, лагунными, континентальными, что

связано со значительной тектонической активностью, неоднократной сменой знака колебательных движений, в связи с чем в платформенном комплексе выделяют пять подкомплексов. Общая мощность отложений платформенного комплекса от 1500 до 3000 м.

Новейший орогенный комплекс ($P_3 - Q$) ложится со стратиграфическим и угловым несогласием. Он сложен конгломератовыми песчано-глинистыми и молассовыми отложениями общей мощностью 2500—3500 м. Слабыми угловыми несогласиями он подразделяется на три подкомплекса — нижний ($P_3 - N_1$), средний ($N_2 - Q_I$) и верхний (Q_{II-IV}). В отложениях нижнего подкомплекса преобладают весьма характерные пестроцветные (красноцветные) породы. Отложения среднего подкомплекса наиболее развиты в западной части Кундузской системы. Здесь в это время формируется Мазари-Шарифский прогиб широтного простирания. Мощность отложений в нем достигает 1000—2000 м. Отложения среднего подкомплекса более грубые (конгломерат, брекчи), чем нижнего. Интересно отметить, что с отложениями нижней части среднего подкомплекса связаны вулканические тела дацитового состава. Отложения верхнего подкомплекса менее мощные и представлены также континентальными отложениями.

Тектоническая активность Кундузской системы в кайнозое была очень велика, о чем свидетельствуют многочисленные стратиграфические несогласия и три угловых несогласия (одно в верхнем палеогене и два в неогене), а также перестройка тектонического плана и резко дифференцированные по интенсивности и знаку колебательные движения в отдельных структурах.

Структуры Кундузской системы (рис. 29). В результате многофазных тектонических движений в мезо-кайнозое в Кундузской системе создалась весьма своеобразная блоково-складчатая структура. Наиболее характерной чертой этой структуры является линейная вытянутость всех молодых складок в субмеридиональном направлении, причем складки образуют здесь периферическую часть гигантского веера, раскрывающегося на юг, что и определяет их юго-западное простирание в западной части Кундузской системы, меридиональное в центре и юго-восточное на востоке.

На юге Кундузской системы складчатые структуры срезаются очень молодой Альбурзско-Мормульской зоной разломов; на востоке они отделены разломом от Кулябского предгорного прогиба. Альбурзско-Мормульская зона в большей своей части наследует более древний разлом, который отделяет Приамударьинскую впадину от Шеберганского выступа. Все структуры последнего к югу от Альбурзско-Мормульской разломной зоны имеют субширотное простирание. Это несоответствие простираний дает возможность уверенно проводить границу Кундузской системы на юге.

Фундамент Кундузской системы имеет блоковое строение. Блоки вытянуты в том же направлении, что и складки. Выделяются следующие блоки: Гиссарский, Сурхандарьинский, Ка-

фирниганский, Саманганский. Сурхандарьинский блок по сравнению с другими опущен.

Для системы характерны вытянутые, довольно узкие брахиантиклинали с сундучными или гребневидными замками. Складки прямые, косые, реже опрокинутые, осложненные разрывами. Брахисинклинальные складки более широкие и плоские, чем брахиантиклинальные, и занимают большие пространства. Отдельные складки группируются в пучки, образующие широкие,

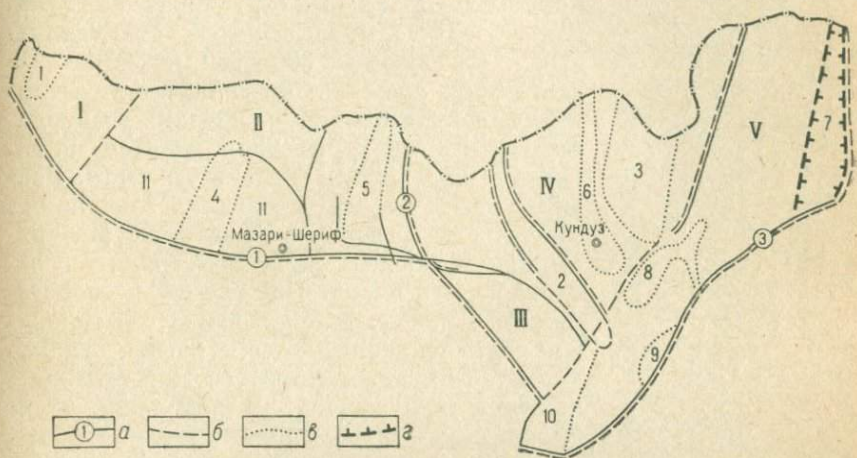


Рис. 29. Схема расположения основных структур в Приамударьинской области опускания.

Блоки фундамента: I — Гиссарский; II — Сурхандарьинский; III — Саманганский; IV — Кафирниганский. Предгорные прогибы: V — Кулябский. Платоантиклинории: 1 — Западно-Гиссарский; 2 — Кафирниганский; 3 — Обигармский. Платосинклинории: 4 — Даулетабадский, 5 — Наибабадский, 6 — Вахшский. Грабены: 7 — Кокчинский. Впадины и прогибы: 8 — Ханабадская, 9 — Ишкамшский, 10 — Багланский, 11 — Мазаришерифский. а — разломы и их номер (1 — Альбурзский; 2 — Рабатанский; 3 — Ишкамшский); б — границы блоков, предгорных прогибов; в — границы структур второго порядка; г — границы грабенов

прослеживающиеся через всю зону платоантиклинории и платосинклинории; брахискладки в такой структуре располагаются часто кулисообразно или четковидно. По краям платоструктур нередки продольные крутые разломы.

Кундузскую систему по характеру расположения структур можно подразделить на Западную и Восточную зоны. В Западной зоне расположены Гиссарский и Сурхандарьинский блоки. Фундамент в ней опущен более глубоко, чем в Восточной зоне. Складки имеют юго-юго-западное простирание на западе зоны и меридиональное на востоке.

В пределах Гиссарского блока выделяется Западно-Гиссарский платоантиклинорий, который состоит из трех брахиантиклинальных цепочек, разделенных двумя рядами брахисинклиналей. В юго-западном направлении структура Гиссарского блока погружается.

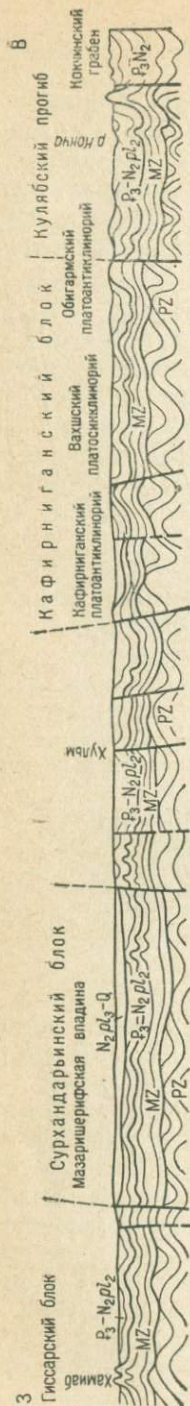


Рис. 30. Схематический профиль через Кундузскую зону

Сурхандарьинский блок отделен от Гиссарского разломом. Ширина этого блока в северной части, по линии р. Амударья 150 км, на юге 190 км. В целом, как уже говорилось, это относительно погруженная структура. Палеозойский фундамент в Сурхандарьинском блоке располагается на глубинах 7—9 тыс. м, а бухарские известняки в синклиналих структурах на глубинах 2,5—3 тыс. м, тогда как в антиклинальных — на глубинах 300—900 м. По поверхности этих известняков складчатая структура хорошо выявляется методами сейсморазведки. По структуре блок делится на западную (большую) и восточную части. Граница между ними проводится по линии сброса, следующего от Термеза на Мазаришериф. Наиболее опущенной является западная часть блока. На юге ее располагается Мазаришерифская впадина, выполненная верхнеплиоцен-четвертичными отложениями. Она имеет широтное простирание и является наложенной. В восточной части Сурхандарьинского блока выделяются три крупные платосинклинали и две узкие разорванные платоантиклинали. На юге эти структуры перерезаны Альбурзско-Мормульской шовной зоной.

В Восточной зоне Кундузская складчатая система расширяется и как бы клином вдавливается в область Шеберганского выступа. В ядрах брахиантиклиналей, развитых в Восточной зоне, часто обнажаются палеогеновые и меловые отложения платформенного чехла. В пределах этой зоны расположены Саманганский и Кафирниганский блоки.

Саманганский блок хотя и имеет фундамент Шеберганского выступа, но неогеновыми движениями был отторгнут от выступа и вовлечен в складчатость Приамударьинской впадины. По сравнению с Сурхандарьинским блоком Саманганский резко приподнят (рис. 30). Складки в его пределах имеют четко выраженное северо-западное простирание и вместе со складками восточной части Сурхандарьинского блока образуют дугу, обращенную выпуклостью на запад. Складки в Саманганском блоке длинные (до 25 км),

узкие (1,5 км); по форме они бывают как гребневидными, так и сундучными, асимметричными, косыми, перевернутыми; западные крылья обычно крытые (до 60°), иногда подвернутые. Антиклинальные складки выражены в рельефе в виде узких хребтов. Складки располагаются кулисообразно, в западной части блока они субмеридиональны, а в восточной имеют юго-восточное простирание. На западе Саманганский блок ограничен Рабатакским разломом.

Кафирниганский блок. Складки в западной половине блока имеют северо-западное простирание, а в восточной они вытянуты в меридиональном направлении. Все крупные брахиантиклинальные структуры хорошо выражены в рельефе. Вдоль них следуют узкие с крутыми склонами хребты, что свидетельствует о большой молодости тектонических движений. В пределах восточной части Кафирниганского блока выделяются Кафирниганский и Обигармский платоантиклинорий и разделяющий их Вахшский платосинклинорий. Западная граница Кафирниганского блока проведена по Рабатакскому разлому, который прослеживается от сел. Тагангузар (на берегу Амударьи) к сел. Рабатак и далее по границе Саманганского блока в направлении города Пули-Хумри. Кафирниганский платоантиклинорий состоит из двух цепочек брахиантиклиналей, кулисообразно замещающих друг друга. Разделяет эти цепочки Мираламская синклиналь.

Все складки узкие, вытянуты в северо-северо-западном направлении, опрокинуты на восток с подвернутыми восточными крыльями. Особенно интересна Картауская складка, размеры ее 36 × 4 км. Западное крыло ее падает под углом 40°, а восточное — под углом 60—90° и местами подвернуто. Вдоль восточного крыла бурением вскрыт пологий (до 20°) надвиг (с запада на восток) с перемещением до 1300 м. В более южных складках восточной цепочки картина обратная: в них опрокидывание на запад. Создается впечатление веерообразного разворота складок. Восточная группа антиклинальных складок так же, как и западная, хорошо выражена в рельефе. Палеозойский фундамент в пределах Кафирниганского платоантиклинория находится на глубине 400—7000 м.

Кафирниганский платоантиклинорий наиболее далеко заходит на юг, в область Кулябского предгорного прогиба и создает в последнем своеобразную перемычку.

Вахшский платосинклинорий имеет ровный низменный рельеф с отметками 450 м. В его пределах течет р. Кундуз. Вахшский синклинорий состоит из двух синклинальных и двух антиклинальных складок. В западной части складки простираются в северо-северо-западном направлении, в восточной — в меридиональном. Главная платосинклиналь проходит через г. Кундуз.

Обигармский платоантиклинорий хорошо выражен в рельефе. Отметки вершин хребтов, расположенных на антиклинальных поднятиях, достигают 1294 м, тогда как на синклиналях равнинные

пространства имеют высоту не более 500 м. Обигармское поднятие в структурном отношении очень своеобразно. Крупные брахиантиклинали располагаются по краям этой структуры, тогда как центральная часть представлена молодой впадиной, возможно наложенного типа (рис. 31).

Кулябский предгорный прогиб располагается в предгорьях Гиндукуша, параллельно восточной части Памиро-Паропамизского сводово-глыбового поднятия. Кулябский прогиб имеет на северо-востоке субмеридиональное простирание, переходящее на западе в юго-западное. Длина прогиба 270 км при максимальной ширине 70 км. В юго-западном направлении прогиб сужается, фундамент его воздымается и к юго-западу от г. Пули-Хумри замыкается. Прогиб асимметричен, сложно построен



Рис. 31. Разрез через Обигармский платоантиклинорий

в поперечном разрезе и многоярусен в вертикальном разрезе. Фундамент прогиба, по-видимому, сходен с фундаментом Кундузской системы, но чехол прогиба существенно отличается резким увеличением мощностей всех отложений. В чехле выделяются три структурно-формационных комплекса. Нижний ($P_3 - N_1$) сложен красноцветной тонкой терригенной молассой мощностью в 1800—3200 м. Средний (ранний — средний плиоцен) сложен грубой песчано-конгломератовой молассой внизу (рустакская свита), флишеподобной толщей в средней части (кокчинская свита) и вновь грубообломочной молассой в верхней части (кешмская свита). Общая мощность среднего комплекса достигает 10—14 тыс. м. Верхний комплекс ($N_2 p_{13} - Q$) представлен также грубообломочными породами (до 1500—1700 м). Все комплексы разделены стратиграфическими и угловыми несогласиями. Накопление столь мощных отложений могло идти только в условиях интенсивного прогибания со средней скоростью 1,4 м за 100 лет. Снос обломочного материала, судя по направлению слоистости, шел с юго-востока и свидетельствовал об интенсивном воздымании и размыве Памиро-Паропамизского сводового поднятия. Кулябский прогиб асимметричен, зона максимального погружения приходится на северо-восточную часть, располагающуюся вблизи восточного края прогиба. Опускание шло настолько интенсивно, что края центральной части прогиба разорвались и здесь образовался грабен, названный Кокчинским. Разрывы, ограничивающие его, субвертикальны. Отложения неогена и раннечетвертичные (?) в Кулябском прогибе смяты в крутые складки субмеридионального простирания. Крылья наклонены под углом 50—60°. Длина складок до 40 км при ширине 10—15 км. Складки располагаются кулисообразно. Наиболее хорошо выражена самая восточная

кулисообразно. Наиболее хорошо выражена самая восточная

синклиналь. Восточное крыло этой синклинали более узкое и более крутое; возможно, что часть его перекрыта Ишкамишским взбросом. Ишкамишский взброс в долине р. Фархар переходит в пологий надвиг. Амплитуда перемещения здесь может исчисляться в несколько (2—3) десятков километров. Останцы покрова в виде пород мезозоя, лежащих на плиоцене, обнаружены на водоразделе рек Фархар и Намак. Ишкамишский надвиг прослеживается и далее на юго-запад; он впервые очень хорошо был описан В. П. Колчановым и прослежен им (с перерывами) более чем на 80 км. В верховьях р. Сиадара (к юго-западу от сел. Нахрин) В. П. Колчанов указывает, что поверхность надвига наклонена на ЮВ под углом 20—30°. Судя по тектоническому останцу нижнего палеозоя на отложениях палеогена, амплитуда перемещения здесь 1—1,5 км.

Юго-западная часть Кулябского прогиба к западу от Кокчинского грабена смята в складки меридионального направления. Антиклинали узкие с крутыми крыльями до 70—80°.

К юго-западу от долины р. Кокчи Кулябский прогиб сильно сужается. У его западного края появляется Ханабадская впадина, выполненная четвертичными отложениями. Простирается ее юго-западное. Длина около 70 км. К средней части этой впадины подходят складки Обигармского платоантиклинория и здесь ось впадины воздымается. Ханабадская структура замыкается при приближении к Кафирниганскому платоантиклинорию, но далее к юго-западу на простирании Ханабадской впадины появляется Багланский прогиб. К востоку от него и к югу от Ханабадского прогиба располагается Ишкамишский прогиб, заполненный в основном отложениями плиоцена (рустакская свита), которые смяты в крутые складки. По краям прогиба неоген тектонически граничит на западе с юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями, а на востоке — с палеозоем и протерозоем Бадахшанской зоны. Граница здесь всюду тектоническая: можно предположить большой надвиг, перекрывший здесь большую часть Банди-Туркестанского прогиба и часть Ишкамишского. Возраст этого покрова, таким образом, не древнее верхнего плиоцена.

ИСТОРИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ

Территория Афганистана имеет сложную и длительную историю тектонических преобразований. Широкий диапазон отложенных позволяет судить о развитии тектонической структуры начиная с протерозоя. Добайкальские, байкальские, герцинские, киммерийские, ранне- и позднеальпийские тектонические движения формировали и преобразовывали структуру и определили шесть основных этапов развития данного участка земной коры. Движения седьмого, неотектонического, этапа окончательно оформили структуру страны, создали своеобразный, удивительный по своей контрастности рельеф.

Добайкальский этап несмотря на широкое развитие протерозойских образований расшифрован еще недостаточно хорошо. Разрезы метаморфических пород нижне-среднепротерозойского комплекса в различных тектонических зонах весьма сходны как по составу (парагнейсы, слюдистые сланцы, кварциты, мраморы в верхних частях, реже амфиболовые сланцы, ортогнейсы, мигматиты), так и по степени метаморфизма (альмандин-амфиболовая фация). Преобладание парапород (мраморов, кварцитов) свидетельствует о морском осадконакоплении, а отсутствие перерывов и угловых несогласий (за исключением одного в верхней части толщи, да и то слабого) говорит о принадлежности всей толщи к единому структурному комплексу. Если это так, то мощности, а значит и скорость осадконакопления были значительными. Действительно, мощность только вскрытой части разреза в Шахристанском и северной части Нуристанского массива достигает 10 тыс. м, а на Юго-Западном Памире 15—20 тыс. м. Наличие в ряде структур относительно небольших мощностей (2—4 тыс. м) не может свидетельствовать о малых скоростях прогибания; по-видимому, здесь вскрыты только самые верхние части разреза. По представлениям ряда геологов, в районе Гиндукуша должны наблюдаться четкие различия добайкальского комплекса в разных структурах, так как именно здесь соприкасаются фундаменты Гондваны и Лавразии. Однако эти различия, даже на завершающем этапе развития добайкальского комплекса, выявляются довольно слабо. В Юго-Восточном Афганистане (Нуристанский массив) после небольшой ранней фазы складчатости и внедрения интрузий в верхнюю часть комплекса (между толщами Войгал и Камал) наступила основная фаза складчатости — внедрение интрузий, метаморфизм пород и т. п. Затем произошла консоли-

дация области, превращение ее в срединный массив, который в течение длительного срока (до венда включительно) испытывал поднятия.

В юго-западной части Афганистана (Кабульское и Аргандабское поднятия, Шахристанский массив, Банди-Баянская зона) предпозднепротерозойские движения не были столь интенсивными. В Кабульском поднятии угловые несогласия между свитами Шердарваза и Корох измеряются несколькими градусами и структурный план ниже-среднепротерозойского и верхнепротерозойского комплексов не меняется. В Аргандабском поднятии и Банди-Баянской зоне угловые несогласия не отмечались. Но произошла смена знака колебательных движений, и поднятия, по-видимому, охватили весь Юго-Западный Афганистан. Правда, в отличие от Восточного Афганистана они продолжались относительно недолго. В Северном Афганистане предрифейские движения сопровождалась интрузивной деятельностью, но окончательной стабилизации области не произошло.

Байкальский этап охватывает поздний протерозой (без венда). Предрифейские движения предопределили различия в развитии территории Афганистана на байкальском этапе: северо-восточная часть территории стабильно в течение всего этапа поднималась и явилась источником сноса обломочного материала. В западной части заложился обширный прогиб геосинклинального типа, в котором формируются мощные толщи морских терригенно-обломочных (аспидно-сланцевых, песчаных) и вулканогенных пород. Прогиб вытянут в субширотном (западно-юго-западном) направлении. Его восточная граница хорошо устанавливается в Кабульском поднятии. Здесь в нижней части разреза отложения имеют меньшую мощность. Представлены они конгломератами и кварцитами, часть которых явно континентальная. Можно предположить, что снос обломочного материала шел с северо-востока, с Нуристанского массива. Прогиб расширялся в западном направлении, амплитуда прогибания росла в этом же направлении, о чем свидетельствуют мощности рифейских отложений (1,7 км в Кабульском поднятии, 3—3,5 км в Хаджигекской зоне и Шахристанском массиве, 11—12 км в Аргандабском поднятии и Банди-Баянской зоне). Юго-восточная граница прогиба, по-видимому, совпадала с Мукурским разломом и далее на северо-востоке — с Рушано-Пшартским разломом. Северная граница рифейской геосинклинали не установлена, она проходила за пределами Афганистана. В Банди-Туркестанском прогибе (р. Банди-Амир) и по северным склонам Гиндукуша также фиксируются рифейские отложения. В рифейское время заложилась основные глубинные разломы: Б. П. Бархатов (1963) указывает Рушано-Пшартский, разлом по северному краю Северного Памира и, возможно, Акбайтальский. Эти разломы прослеживаются и на территории Афганистана. Весьма характерна для рифейской геосинклинали вулканическая деятельность. На последнем этапе развития геосин-

клинального прогиба вулканизм проявился почти повсеместно: в Кабульском и Аргандабском поднятиях, в Банди-Баянской, Хаджигекской, Бадахшанской зонах и в Сафедхирском прогибе. Всюду известны лавы и туфы среднего, основного и кислого состава. Излияния в основном были подводные и только в Сафедхирском прогибе — наземные.

В предвендское время произошло замыкание геосинклинального прогиба и вся западная часть его была охвачена интенсивной байкальской складчатостью. В Северном Бадахшане и на Памире она проявилась слабо. В результате этих движений оформилась складчатая система восточно-северо-восточного простирания. Байкальская складчатость охватила район центральной части Восточного Ирана и очень отчетливо проявилась в Пакистане — в Хазарской зоне (Вокресенский и др., 1971) и в Индостане (Ганссер, 1967), где она получила название Аравадийской. С ней связано замыкание последних геосинклинальных прогибов на Индийской платформе.

В Афганистане с этой складчатостью связана консолидация фундамента Шахристанского срединного массива. В орогенный период складчатая зона байкалид воздымается. В Шахристанском массиве формируются коры выветривания.

Вендские отложения начинают новый этап развития. Они ложатся трансгрессивно с размывом. В вендское время байкальский ороген расчленяется, появляются передовые и межгорные прогибы, заполняемые пестроцветной молассой и соленосными отложениями, особенно широко развитыми в Иране (Штоклин, 1966). В Афганистане пестроцветная моласса формировалась к юго-западу от г. Герата (в районе сел. Кафтархан ее мощность свыше 2000 м) и в Сафедхирском прогибе (мардарьинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты мощностью свыше 1000 м).

Герцинский этап. В этот этап развития отдельные участки байкальского орогена начинают опускаться и заливаются морем. Таким образом, уже в венде зарождаются своеобразные, характерные для Афгано-Пакистанского сегмента парагеосинклинальные прогибы, продолжающие прогибаться в течение раннего и среднего палеозоя. Один из таких прогибов возник в Аргандабском поднятии; он захватывает Кабульское поднятие и через Джелалабадский прогиб уходит на северо-восток в Хазарскую складчатую систему в Пакистане (рис. 32). Севернее, вдоль Паропамиза и Гиндукуша прослеживается второй прогиб. Каледонская складчатость нигде в Афганистане не проявилась, но поднятия в это время охватили геоантиклинальные участки и распространились на краевые части прогибов, что особенно хорошо было выявлено Р. Деспарме (Desparmet, 1972) в Наварском прогибе (см. рис. 6). Возможно, что Паропамизский прогиб (рис. 33) в позднем ордовике, силуре и раннем девоне перестал существо-

вать. В то же время в центральных частях Аргандабского поднятия, Джелалабадского и Сафедхирского прогибов осадконакопление шло непрерывно с венда до среднего карбона. Это были парагеосинклинальные прогибы, в которых накапливались терригенно-карбонатные осадки. Мощности их меняются от нескольких сотен метров в их краевых частях до нескольких тысяч метров в центральных частях. Например, в Наварском прогибе мощность достигает 2700 м, в Аргандабском — 4000 м, в Джелалабадском — 2000 м.

Структурно-формационная принадлежность ранне-среднепалеозойского комплекса вызывает споры. Некоторые исследователи (Власов, 1969; Демин, 1973; Desparmet et Montenat, 1972) считают его геосинклинальным, другие (Кулаков, 1970; Петрушевский, 1970) — платформенным, на основании чего эти авторы в Юго-Западном Афганистане рисуют или обширный срединный массив или платформу. Развитие структуры Северного Афганистана по сравнению с Южным было более активным.

По-видимому, здесь существовали более узкие структурно-фациальные зоны, своеобразно развивавшиеся. В Северном Бадахшане с начала палеозоя до верхнего девона образовалась толща карбонатно-терригенных пород свыше шести тысяч метров. Предпозднедевонские поднятия здесь были кратковременными. Зона Сафедхирса является юго-восточным крылом Бадахшанского прогиба. В нем шло накопление карбонатных пород мощностью до 2000 м. Интересно, что предпозднедевонский перерыв здесь не фиксируется и карбонатное осадконакопление продолжалось в течение всего девона и раннего карбона. Общая мощность девонских карбонатных пород достигает 4000 м. Следует напомнить, что южное крыло Бадахшанского прогиба примыкает к Нуристанскому срединному массиву.

Резкая активизация всех тектонических движений начинается в Северном Афганистане в карбоне. В Северном Бадахшане образуется грабен, в котором накапливаются терригенно-осадочные породы, а по его краям начинаются излияния лавы среднего и основного состава, выбросы туфов и туфобрекчий мощностью

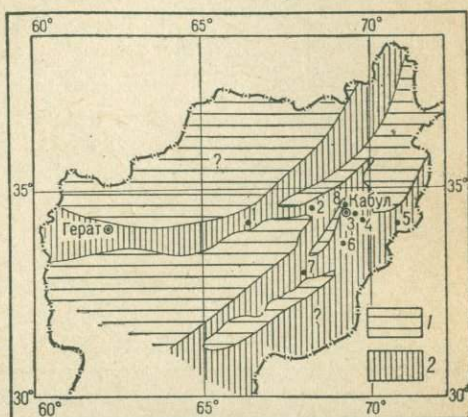


Рис. 32. Палеогеографическая схема венда — нижнего палеозоя.

1 — суша; 2 — море. Основные разрезы: 1 — Сурх-Бум; 2 — Хаджигек; 3 — Лойхвар; 4 — Госфандара; 5 — Джелалабад; 6 — Барак; 7 — Экрак; 8 — Гунди

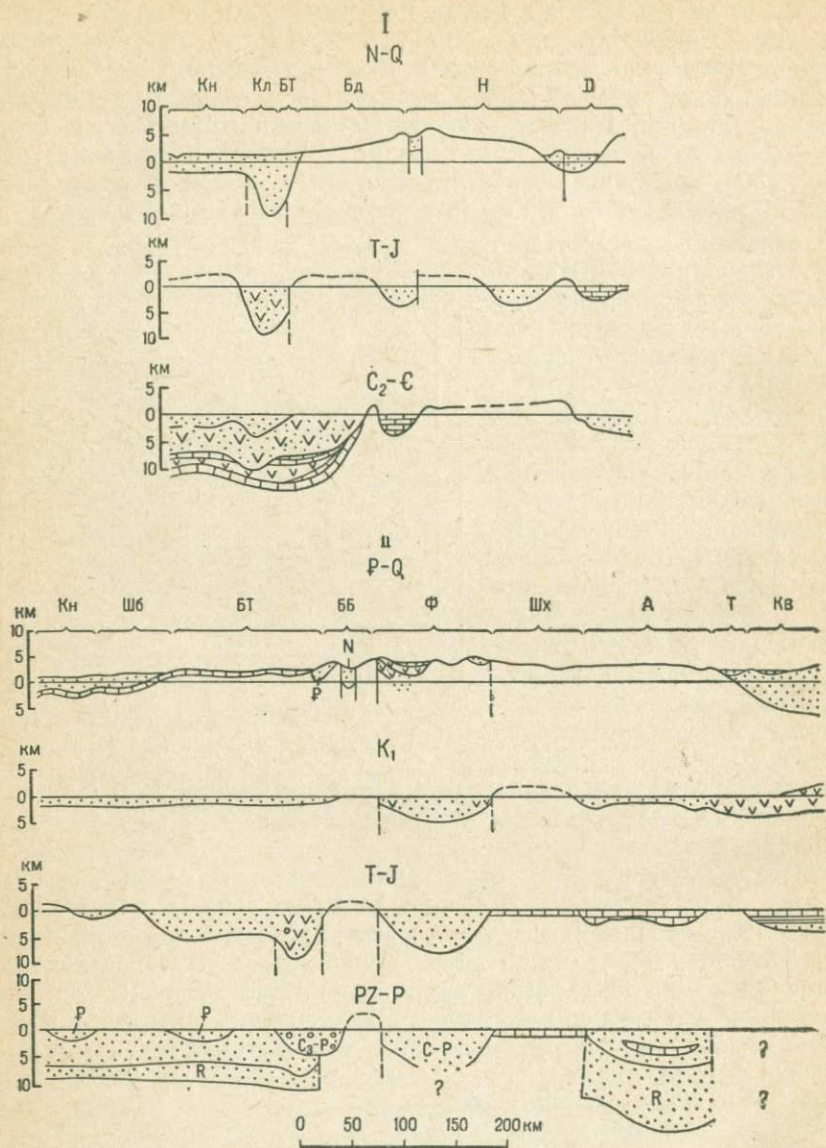


Рис. 33. Палеотектонические профили:

I — через Восточный Афганистан по линии Джелалабад — Талакан: N-Q — неотектонические прогибы; T-J₁ — киммерийские прогибы; C₂-C — палеозойские прогибы; II — через Центральный Афганистан по линии Калат — Тайвара — Келиф: P-Q — неотектонические и позднеальпийские прогибы; K₁ — раннеальпийские прогибы; T-J — киммерийские прогибы; PZ-R — палеозойские и рифейские прогибы.

Тектонические структуры: А — Аргандабская; Бд — Бадахшанская; ББ — Банди-Баянская; БТ — Банди-Туркестанская; Д — Джелалабадская; Кв — Катавазская; Кл — Кулябская; Кн — Кундузская; Н — Нуристанская; Т — Тарнакская; Ф — Фарахрудская; Шх — Шахристанская; ШБ — Шеберганская

до 7,5 км. Многоэпизодическое развитие сменяется эвгеосинклинальным. Складчатые движения начались в конце нижнего карбона. Это была I фаза герцинской складчатости, она выявляется не только в Бадахшане, но и вдоль северного склона Гиндукуша на правом берегу Сурхаба и в верховьях р. Кундуз. Вслед за этой складчатостью имели место поднятия, а затем единая широкая геосинклиналь в Северном Афганистане распадается на ряд прогибов с различной интенсивностью опускания. В некоторых прогибах средний карбон маломощный (до 400 м), карбонатный, тогда как в других (верховья р. Кундуз) он начинает мощную терригенную толщу (каланмуратская свита) C_{2-3} .

В начале позднего карбона отмечается новая фаза складчатости, в связи с которой произошло замыкание герцинской геосинклинали в наиболее северных и северо-западных частях Афганистана. В относительно узком краевом прогибе в Северном Бадахшане накапливаются карбонатные осадки. С конца позднего карбона в верховьях р. Кундуз, на правом берегу Сурхаба и т. п. формируются терригенно-карбонатные осадки, выполняющие прогиб, который, может быть, является своеобразным передовым прогибом.

В герцинской геосинклинали Северного Афганистана весьма активно развивались магматические процессы. С периодом заложения каменноугольных трогов связывается внедрение ультраосновных и основных интрузий, с предверхнекаменноугольной фазой складчатости связано внедрение в бассейнах рек Рудичаль и Фархар гранитоидов: граниты, гранодиориты, диориты (Колчанов и др., 1969); очень интенсивная вулканическая деятельность.

В Южном Афганистане движения каменноугольного периода были менее активны, чем в Северном. Здесь после позднедевонских поднятий началось новое прогибание палеозойских впадин. Активно развивается Джелалабадская, Кабульская, Аргандабская, Наварская и другие впадины. В этих прогибах формируются песчано-сланцевые, иногда флишеидные формации мощностью в 2—3 тыс. м. В Кабульской впадине происходит образование также и вулканогенной формации.

Есть основания полагать, что именно с карбона начинается формирование самого крупного в Южном Афганистане и наиболее длительно развивающегося Фарахрудского геосинклинального прогиба. Каменноугольные отложения в центральных частях этого прогиба пока еще не доказаны, но по его северо-западному краю (в бассейне р. Тагаб-Ушлон) развита терригенная толща мощностью до 5000 м карбон-раннепермского возраста. По аналогии с более молодыми отложениями можно предположить, что к центральным частям прогиба эта толща еще более увеличится в мощности. По краям Фарахрудской впадины в карбоне заложены и развивались крупные разрывные нарушения, не раз обновляемые в более позднее время.

Развитие герцинских прогибов в Южном Афганистане не завершилось стадией складчатости и магматизма, не было здесь и орогенной стадии. Некоторым отголоском тех орогенных движений, которые были на севере, можно считать только раннепермские поднятия в юго-восточных частях Джелалабадского прогиба и Кабульского поднятия. Пермский период в целом на юге Афганистана оказался достаточно «спокойным», чего нельзя сказать о Северном Афганистане. Северная часть Афганистана (область герцинид) вступила в орогенный период и была охвачена поднятиями. На юге этой области (в районе современного Паропамиза) формировался передовой прогиб, четырехтысячметровая мощность красноцветной песчано-конгломератовой молассы свидетельствует об интенсивности прогибания. Прогиб прослеживался и далее на северо-восток, вдоль северных склонов Гиндукуша в Северный Бадахшан. Здесь в нем формировались красноцветные и сероцветные терригенно-карбонатные толщи то морского, то континентального происхождения; мощность их в Бадахшане до 3 тыс. м, на правом берегу р. Сурхаб свыше 2 тыс. м.

В конце формирования прогиба — в каменноугольное время, по-видимому, в связи с крупными разломами в северо-восточной части прогиба начинается вулканическая деятельность (трахилипариты и туфы в Бадахшане и в бассейне р. Сурхаб). В конце перми, по-видимому, вся территория герцинид (включая и прогиб) испытала поднятие и начала денудироваться. С этим орогенным периодом связывается внедрение крупных интрузивных тел. Таким образом, на севере Афганистана в герцинском этапе отчетливо выделялись стадии развития геосинклинали.

Южная часть страны, к югу от Гиндукуша и Паропамиза в пермское время развивалась совсем по иному плану. Вся она, как бы в противовес орогенным поднятиям на севере, была охвачена волной умеренных опусканий. Постепенно с юго-запада на северо-восток распространялась трансгрессия моря.

Раннепермский прогиб, унаследовавший карбоновый, существовал в Фарахрудском прогибе, в нем отлагались терригенные песчано-глинистые осадки (разрезы в бассейне р. Тагаб-Ушлон). В артинское время прогиб распространился на Шахристанский срединный массив, а в дарвазском веке на западную часть Аргандабского поднятия. Прогибанием охватывается все Аргандабское поднятие, южная часть Кабульского (р-н пер. Альтимур) поднятия и Хаджигекская зона (район сел. Булола). Постепенное выравнивание областей сноса приводит к тому, что уже с дарвазского времени в прогибе изменяется тип осадков — терригенные отложения заменяются карбонатными. В позднепермское время в мургабский век трансгрессия достигает максимума, впервые после долгого воздымания морем покрывается Нуристанский массив, т. е., практически, в это время весь Южный Афганистан оказывается ниже уровня моря. Позднепермский бассейн был неглубоким и темп прогибания был невелик, и все же мощность верхне-

пермских карбонатных отложений в отдельных продольно вытянутых структурно-фациальных зонах достигала 1000 м (пер. Альтимур, верховья р. Горбанд), тогда как в других зонах не превышала первых сотен метров. Это свидетельствует о дифференцированных колебательных движениях. Южно-Афганский верхнепалеозойский прогиб продолжался на территорию Центрального и Северного Ирана, где его развитие было аналогичным Афганскому, с тем же карбонатным, осадконакоплением поздней перми.

Киммерийский этап в Афганистане имеет особое значение. Резкая активизация и своеобразие всех видов тектонических движений характерны для этого этапа. Тектоническое обособление его на севере и востоке страны как от герцинского, так и от альпийского этапов, образование геосинклинальных прогибов, складчатые и орогенические движения в среднем и позднем мезозое дают право выделять этот период как самостоятельный геосинклинальный этап развития.

Активизация движений киммерийского этапа в Банди-Туркестанском прогибе начинается с раннего триаса, когда вдоль северного склона Гиндукуша образуется (оживляется) глубинный разлом и закладывается Предгиндукушский грабен. Вдоль разлома происходит вулканическая деятельность: лавы и туфы, главным образом кислого состава, кварцевые порфиры, альбитофиры и т. п., иногда мощностью до 2000 м, заполняют грабен. По-видимому, с этим же временем связывается внедрение крупных магматических тел в Западном Гиндукуше.

Во второй половине раннетриасовой эпохи опускания распространяются на весь Банди-Туркестанский прогиб, который покрывается морем. Трансгрессия моря шла, по-видимому, с востока, хотя, на первый взгляд, это предположение и кажется маловероятным, так как триасовые отложения Банди-Туркестанского прогиба отделены от триасовых прогибов Восточного Афганистана Бадахшанским горстом, где триас отсутствует. Но нам кажется, что в центральной части Бадахшанского горста триасовые отложения были размывы уже в более позднее время.

Высоко поднятый остров Паропамиза отделял Банди-Туркестанский морской пролив от мелководного моря Южного Афганистана с карбонатным типом осадконакопления. Этот гористый остров снабжал грубообломочным материалом краевую часть Банди-Туркестанского пролива, о чем свидетельствуют мощные толщи нижне-среднетриасовых конгломератов, описываемых в окрестностях сел. Доаб, Даши и частично севернее г. Герата. К северу от зоны накопления конгломератов располагалась полоса более тонких песчано-глинистых обломочных осадков.

Интенсивность прогибания и трансгрессия триасового моря в течение среднего и позднего триаса постепенно увеличивались и достигли максимума в позднем триасе, о чем говорит многотысячметровая толща флиша, накопившегося в центральных и западных частях Банди-Туркестанского прогиба. Вполне вероятно,

что в верхнем триасе прогиб расчленился на несколько частных прогибов, разделенных кордильерами. С островов, так же как с южного берега, шел снос обломочного материала. Северный берег моря (Туранская плита) был низким, заболоченным; там формировались угленосные фации. Вулканизм в средне-позднетриасовое время также имел место, о чем свидетельствует мощная толща (до 2 тыс. м) вулканических пород среднего состава на левобережье р. Сурхаб. Первые складчатые движения в геосинклинали отмечаются в конце триаса (в предрэтское время); они выявляются в основном только в краевых частях флишевого трога. Вслед за этими движениями в южной части геосинклинали последовала новая фаза вулканизма. Вулканы были наземными. Мощные (до 2000 м) покровы лав и туфов имеют средний и кислый состав.

Тектонические движения в конце лейаса сыграли существенную роль в развитии всего прогиба, и, хотя сама по себе складчатость в это время была не особенно сильной, следующие за ней колебательные движения имели уже иную направленность: опускание сменилось общим поднятием, вызвавшим регрессию моря. Фактически предсреднеюрские фазы складчатости завершили геосинклинальную стадию развития Банди-Туркестанского геосинклинального прогиба.

Киммерийская складчатость создала структуры субширотного направления, что хорошо видно в Банди-Туркестанском прогибе и в южной части Джелалабадского прогиба. Однако аномальные северо-восточные простирания в восточной части Афганистана, в Сафедхирском прогибе и в северо-восточной части Джелалабадского прогиба заставляют задуматься над вопросом, не является ли положение этих структур вторичным — следствием смещения и разворота соответствующих блоков?

Сходные черты развития в триасе имели и восточные районы Афганистана. Опускания, охватившие восточную часть страны в раннем триасе, продолжались в течение всего периода. Морские условия господствовали в триасе в Сафедхирском прогибе, Нуристанском массиве, частично в Кабульском поднятии и Джелалабадском прогибе. Море здесь, по-видимому, разделялось островами на ряд проливов. Острова питали бассейны обломочным материалом, в связи с чем триасовые и лейасовые отложения в Нуристанском массиве и Сафедхирском прогибе представлены терригенным флишем. Максимум прогибания так же, как и в Банди-Туркестанском прогибе, приходился на поздне триасовое время. Такие же, как и на востоке, терригенные формации на западе характеризовали морской бассейн, занимавший Фарахрудский прогиб. Триасовое море покрывало значительную часть Южного (Юго-Западного) Афганистана, но характер осадконакопления в центральных и западных частях Южного Афганистана отличался от восточных. В Джелалабадском прогибе, Кабульском и Аргандабском поднятиях шло накопление карбонат-

ных осадков, из которых впоследствии образовались мощные толщи известняков, доломитов и мергелей.

Существенные различия в условиях осадконакопления в северных и южных морях Афганистана, большие различия в фаунистических триасовых комплексах, особенно в части брахиопод, аммонитов и пелеципод, позволяют некоторым исследователям (А. С. Дагис) предположить, что северный и южный бассейны были более удалены друг от друга, чем их отложения в настоящее время, и возможно находились в различных климатических зонах.

Тектоническая активность в триасе — лейасе в Южном Афганистане была меньшей, чем в Северном и Восточном. Здесь не было резко дифференцированных структур с большими опусканиями и поднятиями, не проявились предтриасовые и познетриасовые фазы складчатости, не развился вулканизм и магматизм. В то же время на северо-западе Центрального Афганистана в триасе продолжал развиваться Фарахрудский прогиб миогеосинклинального типа, сходный по фациям с Банди-Туркестанским; от последнего он был отделен островной кордильерой. В отличие от Банди-Туркестанского прогиба, Фарахрудский прогиб в конце лейаса не замкнулся, а развивался в течение всей юры и раннего мела. На крайнем юго-востоке также в триасе развивался Катавазский прогиб с терригенно-карбонатным осадконакоплением. Таким образом, в триасе заложилась и киммерийские, и раннеальпийские геосинклинальные прогибы. Формирование первых закончилось в лейасе, а вторых — в позднем мелу. В конце лейаса вся восточная часть Афганистана испытала складчатость, а затем начались поднятия. Море покинуло Нуристанский массив и Джелалабадский прогиб, а затем и Банди-Туркестанский прогиб. Для киммерийских геосинклиналей наступила орогенная стадия развития.

В пределах Банди-Туркестанского прогиба в среднеюрское время формировались более мелкие узкие прогибы, заполняемые континентальными угленосными, озерно-болотными и дельтовыми отложениями. Наиболее выдержанный из них располагался в южных частях основного прогиба. Он может быть назван краевым прогибом. В период максимального погружения в келловей-оксфорде этот прогиб был залит морем. Затем в киммеридж-титонское время он превратился в лагуну, в которой накапливались пестроцветные глины, доломиты, гипсы и соль. Киммерийский ороген был весьма подвижным: дифференцированные колебательные движения, фазы складчатых, хотя и слабых, движений и, наконец, интенсивный магматизм характеризовали этот этап. Наибольшая активность тектонических движений приходилась на южную часть Банди-Туркестанского прогиба, на передовой прогиб, а также на зону Сафедхирса.

Раннеальпийский этап. Область тектонической активности и образования геосинклинальных прогибов в позднем мезозое сместилась к югу и юго-западу от киммерийской области. Раннеальпийскими движениями был охвачен Южный Афганистан.

На Аргандабском геосинклинальном поднятии в начале раннего мела закладываются небольшие узкие геосинклинальные прогибы: Тиринский, Кандагарский и др. В Тарнакской, Катавазской и Кабульской зонах также появляются прогибы геосинклинального типа. Наиболее активный как по интенсивности, так и по размаху (по площади) прогиб формируется в Фарахрудской зоне. Он унаследован от позднепалеозойского и раннемезозойского времени, но скорость прогибания в раннем мелу увеличивается. Почти во всех прогибах раннемеловая эпоха начинается с активной деятельности подводных вулканов. Излияние лав, выбросы пепла, бомб и обломков имеют место по краям Фарахрудской геосинклинали, в Кандагарском, Кабульском, Тарнакском прогибах, но особенно сильные извержения были в Сомалийской зоне. Приуроченность вулканизма к краевым частям прогибов объясняется, по-видимому, тем, что здесь формируются крупные глубокого заложения разломы, а сами прогибы, таким образом, определяются как грабены. Эффузивная деятельность происходила не только в берриас-готериве, но и в верхнем барреме — апте.

Интенсивность прогибания Фарахрудского прогиба была максимальной в неокоме, в нем за это время накопилась толща осадков мощностью до 4000 м, т. е. накопление шло со средней скоростью 1,5 мм в 100 лет. Начиная с апта темп прогибания замедляется, меняется при этом и характер фаций. Фарахрудский прогиб был ориентирован, по-видимому, в широтном направлении, что доказывается направлением продольных течений в период формирования свиты Верхний Сиадех. Любопытно отметить, что это простирание не согласуется с современными очертаниями Фарахрудского прогиба и простиранием его структуры.

Складчатость в раннеальпийской области началась в позднем мелу, по-видимому, в конце сеномана. Она распространилась на всю область: на Фарахрудский прогиб, на Аргандабский и Кабульский геосинклинальные поднятия. Складчатость была умеренной интенсивности, в связи с чем отложения нижнего мела смяты в относительно пологие складки. Поднятия, следующие за складчатостью, оказались локальными, чем и объясняется неповсеместное распространение базальных конгломератов в выше лежащей свите. В начале раннеальпийского орогенного этапа в восточных частях Афганистана происходят весьма активные тектонические движения. Фундамент ранних альпид (Аргандабское и Кабульское поднятия) и Шахристанского массива начинает раскалываться. Из глубоких недр по наиболее крупным разломам — Чаманскому, Пагманскому, Мукурскому, Гильмендскому — поступает ультраосновная магма.

При сильном движении с юго-востока Аргандабский блок вместе с Шахристанским срединным массивом давит на Фарахрудский прогиб, фундамент последнего вместе с чехлом уходит под фундамент Бади-Баянской зоны, при этом еще достаточно пластичный сланцевый, флишоидный чехол зоны сминается в изо-

клинальные складки; смещение происходит косо к фронту Банди-Баянской зоны: восточные части Фарахрудского прогиба испытывают более сильное давление и перемещаются больше. Здесь же наблюдается и более интенсивное смятие чехла. Подобный механизм движений хорошо объясняет своеобразную треугольную форму Фарахрудского прогиба. Интересно подчеркнуть, что если на северо-западе присутствуют краевые части Фарахрудского прогиба, то восточнее их нет. Здесь к Банди-Туркестанскому разлому подходят центральные, а затем и южные части прогиба. Таким образом, говорить о естественном воздымании и выклинивании прогиба не приходится. С тем же северо-западным вектором сил связывается движение юго-восточной части Афганистана (склона Индийского щита). Перемещающийся блок ограничивается Чаманским сдвигом, описанным рядом авторов (Griesbach, 1892; Wellman, 1965; Lapparent, 1972 и др.) как левый сдвиг. Определить точно время всех этих перемещений трудно; по-видимому, это долгоживущий разлом. А. Л. Лаппаран указывает, что сдвиг был активен в карбоне, перми и в четвертичное время.

Весьма активны были движения в поздне меловую эпоху и в раннем палеогене. Этот возраст подтверждается ультрабазитами, внедрение которых происходило в несколько приемов: в аптуронском интервале и позднеэоценом-раннепалеогеном. Орогенный период (поздний мел) характеризуется также необычайно сильной магматической деятельностью. В это время внедряется самый большой в Афганистане Аргандабский батолит, ряд массивов в Тарнакско-Сомалийской зоне и т. п.

С конца мела и в палеогене вся область ранних альпид испытывает сводовое поднятие, свод поднятия вытянут в широтном направлении. В строении свода участвует и Шахристанский массив как один из блоков. Наиболее высоко поднимается, по-видимому, северный краевой блок этого поднятия — южная часть Банди-Баянской зоны. Вдоль Северного края свода в палеоцене и эоцене формируется передовой прогиб. В нем отлагаются и грубообломочные красноцветные континентальные отложения, и более тонкие морские нуммулитовые известняки и сланцы эоцена. В палеогене орогенное поднятие раскалывается на продольные блоки. По трещинам действуют уже наземные вулканы. Лавы и туфы покрывают большие площади, особенно в западных частях Фарахрудского прогиба.

Позднеальпийский этап. В начале палеогена на юго-востоке Афганистана зарождается тыловой флишевый прогиб. Прогибания идут в течение всего палеоцена и эоцена. За это время накопилась толща осадков свыше 6000 м, что свидетельствует о значительной скорости прогибания, равной 2 м в столетие. Снос обломочного материала шел главным образом с севера и северо-запада с поднятых в это время ранних альпид и киммерид. В верхнем эоцене в обширной Сулеймановой геосинклинали (частью которой является Катавазский прогиб) и на территории Пакистана

возникает центральная кордильера, с которой также происходит спус обломочного материала. По северному краю Катавазского прогиба на территории Тарнакской зоны также возникает поднятие. В конце палеогена наступает период завершающей складчатости, образуется система линейных складок северо-восточного простирания. В олигоцене вся Катавазская область испытывает сводовое поднятие, знаменующее орогенный период. Центр этого поднятия располагается в Пакистане.

На северо-западном краю сводового поднятия по западному краю Тарнакской зоны с конца палеогена и в течение всего неогена и раннего антропогена идет формирование Торосбобско-Газнийского межгорного прогиба. Этот прогиб заполнялся отложениями грубой пестроцветной молассы, оконтурен разломами и в структурном отношении может быть отнесен к категории грабен-синклинали.

Таким образом, Катавазский прогиб является нормальной позднеальпийской геосинклиналью, прошедшей все стадии развития в течение кайнозоя. Своеобразие ее развития состоит в том, что она заложилась в тыловой части позднеальпийского геосинклинального пояса.

Весьма активными оказались позднеальпийские движения на крайнем западе страны. Образованные в Харатрудском тыловом антиклинории складки и разрывы имеют субмеридиональное или северо-северо-западное направление, полностью согласующееся с направлением структур Восточно-Иранской геосинклинали позднеальпийского возраста. По-видимому, Харатрудский тыловой антиклинорий представляет собой краевой горст-антиклинорий Восточно-Иранской геосинклинали, аналогичный Тарнакскому горсту в Сулеймановой геосинклинали. Харатрудский антиклинорий ограничен с внешней стороны разломом, отделяющим его от Фарахрудского прогиба. Этот разлом является наиболее восточным разломом гигантского Урало-Оманского линейамента, выделенного еще Р. Фюроном, а затем описанного В. В. Кулаковым (1970) и др. Этот линейament разделяет Восточный и Западный сегменты Альпийского пояса (Хаин, 1973).

Позднеальпийские тектонические движения проявились в той или иной степени не только в самой альпийской геосинклинальной области, но и во всех смежных областях. В предэоценовое время оживились разломы, отделяющие Катавазскую зону от Тарнакской и Аргандабской. Стала внедряться ультраосновная магма и, по-видимому, возобновились движения Кабульского блока. В период основных позднеальпийских складчатых движений Кабульский блок стал надвигаться на северо-западный край Катавазского прогиба. Амплитуда перекрытия в ущелье Танги-Гору составляла по Г. Меннесье (Mennessier, 1963) 4 км, а в районе г. Султан-Сагиб до 9 км. В южных частях Нуристанского массива появились малые интрузивные тела, связанные с альпийским орогенезом и т. п.

Новейший (неотектонический) этап ознаменовался резкой активизацией эндогенных процессов на всей территории Афганистана. Эти процессы не были связаны только с развитием позднеальпийской геосинклинали. Причины их были более глубокими и общими, а потому эти движения распространились на огромные площади. В Афганистане они создали свой оригинальный структурный план, не унаследованный от предыдущего. В развитии неотектонических процессов можно выделить три стадии.

Первая стадия — миоцен. Начало орогенной активизации связывается с концом олигоцена. Активное развитие Кулябского прогиба и Приамударьинской впадины началось со времени отложения мощных толщ верхней части шафайской и каштангинской свит. Грубообломочные породы этих свит свидетельствуют о начале активных поднятий и усиленном разрыве Бадахшанской складчатой системы. Скорость поднятия во всей системе, а также и на Памире была весьма большой. По наблюдениям С. Клуникова, Памир в это время подвергся сильному оледенению. Интенсивность поднятия Памиро-Паропамизского свода в этот период привела к растяжению его, в результате чего по параллельным разломам стал формироваться Бамианский грабен (структура типа континентального рифта).

Активные движения начала миоцена вызвали оживление ряда древних крупных разломов, в частности ограничивающих с юго-запада Нуристанский срединный массив. Последний был вовлечен в поднятие в виде крупного блока. Вдоль разломов заложилась система Кабул-Джелалабадских межгорных впадин. В то же время в самом Центральном-Афганском поднятии образовались по разломам Ангурийская, Сабзахская и другие впадины (односторонние грабены). Положительные движения в этот период охватили (Мовшович и Чистяков, 1968) центральную часть Сулейmano-Киртарского поднятия (за пределами Афганистана), а также Шахристанский массив. В конце миоцена на западе страны, в осевой части Памиро-Паропамизского поднятия развивалась вулканическая деятельность, и, по-видимому, повсеместно на севере Афганистана происходили слабые складчатые движения, так как отложения плиоцена в Кулябском прогибе и в Бамианском грабене лежат на подстилающих породах с угловым несогласием. В это же время произошла активизация крупнейшего Герирудского сдвига и надвигание Банди-Баянской и Хаджигекской зон на юг. Возраст этих движений А. Лашпаран (Lapparent, 1972) определяет в 20 млн. лет. Западный край Бадахшанской зоны, по-видимому, в это же время стал надвигаться на Кулябский прогиб.

Вторая (главная) стадия — плиоцен. В это время в поднятие вовлекается Сулейманова зона (Мовшович и Чистяков, 1968). Необычайно интенсивными становятся движения (поднятия) восточной части Памиро-Паропамизского свода. В верхнем плиоцене активизируются подвижки по разломам, по которым закладываются

основные долины, в том числе и р. Пяндж. Контрастность движений достигает в плиоцене максимума. Кулябская впадина испытывает сильное прогибание. В Кокчинском грабене за время нижнего и среднего плиоцена (рустакская, кокчинская и кепмская свиты) накопилась более чем 3000-метровая толща. По расчетам В. И. Браташа (Браташ и др., 1970), средняя скорость осадконакопления составляла порой 3 мм в год.

В Паропамизской части главного поднятия контрастность движений в плиоцене была меньше, о чем свидетельствуют небольшие мощности отложений в Бамианской впадине и в западной части Приамударьинской области. Между Центрально-Афганским и Сулеймановым поднятиями формируется Тарнакская межгорная впадина. Скорее всего в это время начинает опускаться вся Сейстанская впадина. В конце второй стадии произошла Тальбарская фаза складчатости, фиксируемая по несогласию верхнеплиоценовых, раннечетвертичных и более молодых отложений в Приамударьинской зоне, а также в Бамианской, Саробийской, Кабульской и Джелалабадской впадинах. Эти движения вновь связаны с интенсивным боковым давлением с востока и юго-востока. Интересно, что созданные в связи с ними субмеридиональные структуры выявляются почти во всех зонах. Они отчетливы в Афгано-Таджикской впадине и в Банди-Амирской зоне — в виде флексур и пологих платоантиклинорий и платосинклинорий северо-северо-восточного простирания, в Фарахрудском прогибе — в виде меридиональных горстов и грабенов.

Третья (заключительная) стадия подразделяется на три периода. Первый, раннечетвертичный, характеризуется ослаблением движений в зоне Памиро-Паропамизского поднятия, образованием поверхности выравнивания, временной стабилизацией Приамударьинской области погружения. В Центрально-Афганском поднятии в это время заложилась по разломам поперечные наложенные впадины и в их пределах (в частности, в Аби-Истадино-Дашти-Наварской) возобновился вулканизм. Последний связывается с активизирующимися в это время разломами и захватывает западную часть Сулейманова поднятия и южную часть Сейстанской впадины.

Второй период (средне- и позднечетвертичное время). Поднятия в Памиро-Паропамизской сводово-блоковой структуре вновь активизировались. Произошло быстрое врезание рек в Бадахшане (врез достиг 1500—2000 м) (Архинов и др., 1970). Горы в это время, по-видимому, имели максимальную высоту и были покрыты ледниками.

Кулябский предгорный прогиб на этой стадии продолжал опускаться и, хотя мощность средне-верхнечетвертичных отложений не превышает 500 м, средняя скорость осадконакопления была больше, чем в первом периоде примерно в три раза, а по сравнению с начальной, первой, стадией — в четыре раза. Весьма быстро воздымалось Сулейманово поднятие, которое в это время было наиболее высоким.

Третий период (современный) — сохраняет основные черты движений во всех структурах. Об этом можно судить по активной жизни разломов. Вдоль новейших разломов в Паропамизе выходят источники термальной (50—60° С) минеральной воды. То же относится к ряду разломов Центрального Афганистана. Активные движения отдельных блоков, особенно на северо-востоке страны, выражаются в напряженной сейсмичности. Значительная часть горного Бадахшана принадлежит к области 8—9-балльных землетрясений. Почти весь блок Нуристанского поднятия и восточной части Приамударьинского опускания относится к зоне 7—8-балльных землетрясений (Славин и др., 1970). О современном движении блоков свидетельствуют часто встречаемые, хорошо выраженные в рельефе, сейсмоструктуры, а также многочисленные крупные обвалы вдоль свода Памиро-Паропамизского поднятия.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АФГАНИСТАНА

Территория Афганистана расположена в двух различных по структуре и возрасту участках земной коры: на севере — в поясе эпигерцинских плит и складчатых герцинских массивов и на юге — в Альпийском складчатом поясе.

Афганские герциниды принадлежат к восточной части Туранской плиты. Восточная часть плиты отделена от западной достаточно широкой зоной субмеридиональных разломов, проходящих в районе 60-го меридиана. Зона эта представляет собой систему узких горстов и грабенов (Амурский, 1966), причем в грабенах, например в Хивинском, фундамент плиты находится на глубине 13 км, и они выполнены отложениями пермо-триаса (Старобинец, 1966). Вся эта зона дислокаций входит в Урало-Оманский линеймент, который продолжается на юг в Альпийский складчатый пояс.

Восточная часть Туранской плиты по сравнению с западной более опущена и обладала большей подвижностью. Северный Афганистан расположен на юге восточной части Туранской плиты.

Весьма характерны для восточной части плиты наложенные мезо-кайнозойские впадины двух типов: первые начали прогибаться с триасового периода и заполнялись геосинклинальными и орогенными формациями, вторые образовались в юрско-меловое и палеогеновое время и заполнялись платформенными формациями.

Первые из этих впадин образуют две цепочки и изучены пока еще очень слабо. Северная цепочка впадин начинается на западе впадиной Мангышлак и протягивается в юго-восточном направлении. К южной цепочке относится триасово-юрский прогиб, расположенный в фундаменте Копетдага и во внутренней части Предкопетдагского прогиба, где ниже отложений юры выявляется геофизическими методами промежуточная толща до 10 тыс. м мощности. Южная краевая часть этого прогиба обнажается в Иране в районе г. Мешхеда. По-видимому, именно этот прогиб, расширяясь и углубляясь, переходит в Северный Афганистан, образуя здесь Банди-Туркестанский киммерийский прогиб.

Проблема киммерийских геосинклинальных прогибов в Альпийском поясе дискутируется давно. Г. Зюсс в 1910 г., а затем А. С. Моисеев в 1937 г. обосновали наличие киммерийского геосинклинального прогиба в Крыму; А. Н. Мазарович в 1938 г. описал такие же прогибы в районе Мангышлака и Туаркыра.

А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий считают эти прогибы платформенными, а М. Ф. Мирчинк, М. И. Варенцов, В. И. Троицкий и другие выделяют их в особый тип — переходный от геосинклинального к платформенному.

Проблема эта, как нам представляется, хорошо разрешается на материале Северного Афганистана. Киммерийский Банди-Туркестанский прогиб геосинклинального типа прошел все стадии развития: прогибание в триасе с накоплением геосинклинальных формаций, две фазы складчатости (хотя и слабые) после триаса и лейаса и орогенную стадию с соответствующим поднятием и компенсационным прогибанием — в средней юре — раннем мелу. Банди-Туркестанский киммерийский прогиб, как уже говорилось, прослеживается далеко на запад, вплоть до Эльбурса в виде отдельных геосинклинальных и орогенных впадин овальной формы. Киммерийская геосинклиналь Афганистана свидетельствует о том, что геосинклинальный процесс в мезозое происходил на территории бывших герцинских геосинклинальных систем как с незавершенным, так и с заверренным циклом развития.

Примером второго типа впадин может служить Афгано-Таджикская впадина. Впадина изометричной формы клинообразно сужается на северо-восток. Длина ее 400—450 км при наибольшей ширине 250—270 км. Мощность отложений верхней юры — палеогена достигает в центре впадины 3000—4000 м (Леонов, 1967). Простираение складчатой структуры и разрывных нарушений юго-западное, переходящее на юге впадины в субмеридиональное. Структура впадины преобразована движениями неотектонической орогенной активизации. В целом структуры впадины образуют огромный расходящийся к юго-западу веер, обращенный выпуклостью на северо-запад (Петрушевский, 1955). В пределах Афганистана располагается южная часть впадины, не образующая какой-либо самостоятельной структуры.

Южная граница между герцинидами и альпийскими структурами устанавливается во всех западных сегментах Альпийско-Гималайского пояса с большим трудом, так как киммерийские прогибы часто перекрывают ее. В Афганистане эта граница проходит в высоко поднятых структурах в районе хребтов Гиндукуш, Паропамиз. Ряд исследователей (Wellman, 1965; Хаин, 1969, 1973; Lapparent, 1972; Sborshchikov и др., 1974) считают, что это сочленение происходит по крупному Главному Гиндукушскому разлому (Хаин и др., 1973), представляющему собой правосторонний сдвиг (Сборщиков и др., 1974). Главный Гиндукушский разлом — длительно живущий. Он существовал уже на байкальском этапе развития, весьма активен был на герцинском орогенном этапе. Он ограничивал с юга (в Паропамизе) герцинский передовой прогиб, который впервые был обоснован здесь С. Х. Мирзодом и др. (1968). Разлом этот был активен и в более позднее время: в период киммерид и ранних альпид и на стадии неотектонической

активизации. Таким образом, фундаменты герцинид, а позднее киммерид и ранних альпид смыкались по шовной разломной зоне, что не мешало здесь же образовываться герцинскому и раннеальпийскому краевым прогибам.

В северо-восточном направлении Главный Гиндукушский разлом, отклоняясь от хр. Гиндукуш к северу, переходит в Центральном Памире в Акбайтальскую зону разломов, разделяющую герциниды Северного Памира и киммерийский Центрально-Памирский геосинклинальный прогиб. Правда, некоторые исследователи — М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961) — относят Северный Памир к Альпийской системе и соответственно отделяют его от герцинид пограничным Северо-Памирским разломом.

В западном направлении Главный Гиндукушский разлом, несколько смещаясь к северу за Урало-Оманским линеamentом, продолжается по южным склонам Аладага на Тегеран, отделяя юрский прогиб с аргиллит-угленосной формацией (с герцинским складчатым основанием) от палеогеновых вулканогенных формаций Центрального Ирана. Зона сочленения изучена здесь еще недостаточно хорошо, но, по-видимому, это крупный глубинный разлом. Вдоль него выявлены в ряде мест офиолиты.

К югу от описываемого разлома располагаются геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия позднекиммерийского, ранне- или позднеальпийского возраста, а также срединные массивы, т. е. собственно Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Расположены альпийские структуры в основном на байкальском фундаменте.

В Альпийско-Гималайском складчатом поясе выявляется продольная и поперечная зональность. Чтобы определить положение Афганистана в Альпийско-Гималайском поясе, следует в первую очередь обратить внимание именно на поперечную зональность. Б. А. Петрушевский (1970) видит настолько большие различия в западной (альпийской) и восточной (гималайской) частях пояса, что ограничивает альпийскую часть пояса Восточным Афганистаном и Пакистаном, а гималайскую часть относит к Индийской платформе, регенерированной в неоген-четвертичное время.

В. Е. Хаин (1968) в интересующей нас средневосточной части пояса выделяет (с запада на восток) следующие сегменты (рис. 34): Туркмено-Иранский, Афгано-Пакистанский, Памиро-Кашмирский. Несколько детализируя схему, предложенную В. Е. Хаиным, мы подразделяем Туркмено-Иранский сегмент на два: Иранский — на западе и Лутский — на востоке. Граница между Лутским и Афгано-Пакистанским сегментами проводится по восточной ветви Урало-Оманского линеамента, а между Афгано-Пакистанским и Памиро-Кашмирским — по западному краю Индо-Памирской глубинной зоны. У Б. А. Петрушевского (1969) эта граница совпадает с крупной протяженной зоной разломов, названной нами Бадахшанским линеamentом.

Таким образом, все альпийские структуры Афганистана входят

в состав Афгано-Пакистанского сегмента и ограничены на западе Урало-Оманским, а на востоке Бадахшанским линейментами.

Бадахшанский линеймент прослеживается вдоль 70-го меридиана — на Индийском щите вдоль западного края Декканской синеклизы, синеклизы Тар, затем вдоль границы щита и передового прогиба, еще севернее — по западному краю Памиро-

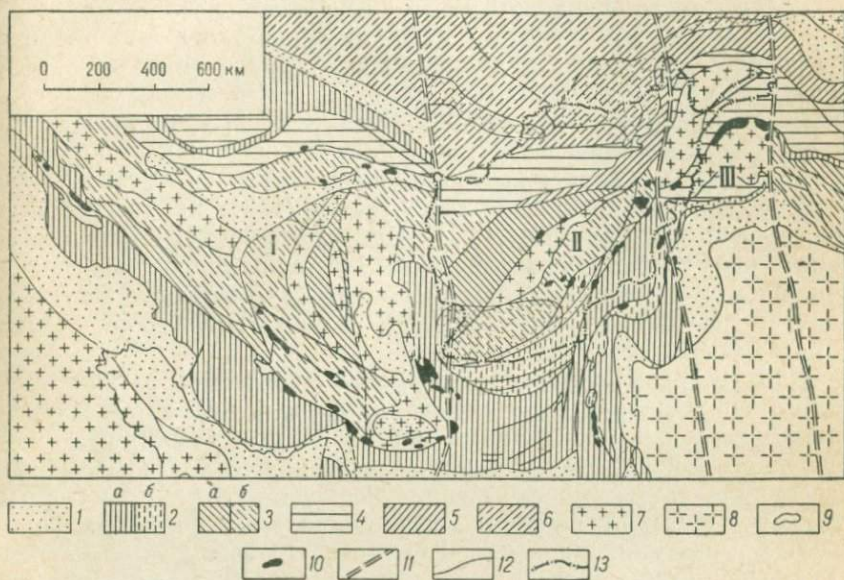


Рис. 34. Тектоническая схема восточной части Альпийского складчатого пояса.

1 — краевые альпийские и неотектонические прогибы; 2 — позднеальпийские складчатые области (а — геосинклинали, б — геантиклинальные системы, поднятия фундамента); 3 — позднекеммерийские и раннеальпийские складчатые области (а — геосинклинали, б — геантиклинальные системы, поднятия фундамента); 4 — раннекеммерийские складчатые области; 5 — герцинские складчатые области; 6 — области байкальской складчатости; 7 — области добайкальской складчатости; 8 — Индийский щит и области Аравийской плиты; 9 — офиолиты, меланж; 10 — гипербазиты; 11 — линейменты; 12 — главные разломы; 13 — граница Афганистана. Сегменты: I — Туркмено-Иранский; II — Афгано-Пакистанский; III — Памиро-Кашмирский

Нуристанского массива и вдоль Афганского Бадахшана по Центрально-Бадахшанскому разлому (Sborshchikov и др., 1973). На пересечении Бадахшанского шва с продольными зонами разрывов: Рушанской, Главной Гиндукушской и Северо-Памирской — возникают зоны очагов землетрясений. Особенно интересно, что здесь располагаются очаги подкоровых землетрясений промежуточного типа — на глубинах от 60 до 240 км. Анализ этих землетрясений (Либерман, 1974) позволяет говорить о крутом залегании Бадахшанского шва и о левом сдвиге вдоль него. Исключительно ценные сведения о структуре земной коры в зоне промежуточных землетрясений сообщает Г. П. Горшков (1970).

Он считает, что глубокофокусные землетрясения Бадахшана связаны со сжатием в верхней мантии, вызвавшем, в свою очередь, скалывающие деформации под углом $90-45^\circ$, типа надвига-сдвига. Распределение очагов землетрясений показывает, что на глубине 110—140 км они исчезают так же, как и на глубине 240—280 км. Это явление Г. П. Горшков объясняет наличием здесь в мантии двух волноводов. Подошва земной коры в Бадахшане располагается на глубине 51 км. Таким образом, это первые достаточно обоснованные данные о глубинном строении земной коры в Афганистане, так как пока еще на его территории не ставились геофизические исследования.

Памиро-Кашмирский сегмент (Хаин, 1968), примыкающий с востока к Бадахшанскому линеаменту (см. рис. 34), резко отличается по своему строению и истории развития от Афгано-Пакистанского сегмента. Этот сегмент Вадия (1931) называет зоной Пенджабского синтаксиса, Б. А. Петрушевский (1969) — Индо-Памирской глубинной зоной. Сегмент является частью более обширной поперечной зоны, именуемой Э. Арганом «сегментом центральной Азии, или поясом Великого Геораздела Азии» (Д. П. Резвой, 1964).

Для Памиро-Кашмирского сегмента характерна резкая приподнятость фундамента; на юге он слагается фундаментом Индийского щита, в более северных частях на поверхность выходит фундамент Хиндураджского и Памиро-Нуристанского массивов. Геосинклинальные прогибы при подходе к этому сегменту сужаются и выклиниваются. Геосинклинальные формации замещаются геоантиклинальными. Так обстоит дело с Сулеймановым позднеальпийским прогибом, в котором меловые и раннепалеогеновые породы сокращенной мощности прослеживаются узкой полосой до района г. Равалпинди. Мезозойские прогибы Каракорума (хр. Агил и т. п.) заходят в него с востока и здесь исчезают. Время замыкания геосинклинальных прогибов юрское, т. е. они относятся к киммеридам и в этом отношении сопоставимы с Джедалабадским прогибом. Причем так же, как и в последнем, мезозой располагается на сланцево-песчаной толще палеозоя умеренной мощности, являющейся, по Б. А. Петрушевскому, чехлом Байкальской платформы. Палеозойские отложения и в зоне Каракорума и южнее в Хазарской зоне к северо-западу от Равалпинди развиты довольно широко — это сланцы Пасу (карбона), кварциты Мур (девон) и др.

Весьма характерно для Памиро-Кашмирского сегмента развитие орогенных формаций. Именно здесь развиты пермо-триасовые панджальские трапш мощностью до 2500 м (Ганссер, 1967), конгломерато-валунные формации и т. п. Передовой Альпийский прогиб в этом сегменте также хорошо выражен. Сегмент заложился и стал своеобразно развиваться уже с протерозоя, о чем свидетельствуют развитие Бадахшанского линеамента и своеобразие формаций зоны. Наиболее характерными чертами его являются,

конечно, меридиональное направление структур, особенно разрывных, и необычайно активные восходящие тектонические движения, особенно на неотектоническом этапе развития.

По-видимому, эти унаследованные от прошлых эпох движения, связанные, несомненно, с движениями в мантии, определили не только весь облик данного сегмента, но и оказали влияние на развитие структур смежного Афгано-Пакистанского сегмента (особенно в его восточной части), где произошли выклинивания в восточном направлении киммерийского Банди-Туркестанского прогиба, раннеальпийской геосинклинальной системы (Фарахрудская и Аргандабская зоны) и Катавазского позднеальпийского прогиба. Значительная часть надвиговых явлений в восточной части Афганистана, возможно, также связана со стабильными и резкими поднятиями Памиро-Кашмирского сегмента. Б. А. Петрушевский, Д. П. Резвой и другие считают, что зона Азиатского геораздела в фанерозое разделяла геосинклинали Средиземноморского и Тихоокеанского поясов. Таким образом, можно считать, что геосинклинальные системы Афганистана являются наиболее восточными в Альпийском складчатом поясе.

Лутский сегмент так же, как и Памиро-Кашмирский, является приподнятым и поперечным к общему простираению пояса. Центральное место в этом сегменте занимают Лутский и Поште-Бадамский срединные массивы, разделенные Керманским киммерийским прогибом (см. рис. 34). С восточной стороны к Лутскому массиву прилегает Восточно-Иранская геосинклинальная зона (Штоклин, 1966). Характерной особенностью сегмента является субмеридиональное простираение основных структур, особенно разрывных. Правда, это относится только к центральной части сегментов. В расположенных севернее киммерийских и альпийских структурах и в южных позднеальпийских сохраняются субширотные простираения.

Восточно-Иранская геосинклиналь, граничащая с Афганистаном, сложена терригенным флишем, вулканическими породами позднемелового — палеогенового возраста. Южная часть этого геосинклинального прогиба замкнулась в олигоцене, а северная — после мела (Stöcklin и др., 1972). Все породы в этой зоне сильно дислоцированы, характерны изоклинально-чешуйчатые складки, зоны брекчий, цветной меланж (Копп, 1974). Все это характеризует зону как шовный грабен, связанный с развитием Урало-Оманского линеамента.

Лутский срединный массив, по-видимому, вначале имел значительно большие размеры, но в палеозое, а затем в раннем и среднем мезозое он был разбит на отдельные блоки (собственно Лутский, Тебесский, Поште-Бадамский), между которыми возникли прогибы грабен-синклинального типа (Шотарийский, Керманский, Зарандский, Иездский), выполненные мощными толщами (до 10—15 км) веида, палеозоя, триаса и юры. Фундамент Лутского массива почти не обнажен, только в районе сел. Дехи-Сельм в послед-

нее время обнаружена (Stöcklin, 1972) толща метаморфических пород протерозоя — нижнего палеозоя. В Тебесском блоке кристаллические породы фундамента обнажены лучше.

В чехле Лутского массива встречены метаморфизованные отложения юры (J_1 — J_2), а затем вулканогенные толщи палеогена. В целом массив изучен еще недостаточно хорошо. Сравнивая его с Нуристанским, находим много общих черт развития; фундамент его, по-видимому, добайкальский. В юрское время происходила активизация движений, возникали разломы и т. п., в отдельных горстах накапливались терригенные и карбонатные отложения, в меловое и более позднее время происходило внедрение интрузий и метаморфизм осадочного чехла. В отличие от Нуристанского массива новый этап активизации в Лутском массиве имел место в палеогене, когда получил развитие наземный вулканизм, характерный, впрочем, не только для Лутского блока, но и для всей территории Центрального Ирана и Юго-Западного Афганистана.

Все блоки Лутского массива ограничены глубинными разломами. Грабен-синклинали вытянуты также в субмеридиональном направлении и дугообразно изогнуты, окружая массивы. Прогобы начали развиваться с венда — палеозоя. Отложения венда — нижнего палеозоя представлены орогенными молассовыми формациями: красноцветной, терригенной, эвапоритами, доломитами и т. п.

В среднем — верхнем палеозое формировались терригенно-карбонатные отложения умеренной мощности (2,5—3 тыс. м), сходные с толщами, характеризующими Аргандабскую зону. В триасе начались более значительные опускания и сформировалась мощная (до 1200 м) карбонатная толща (T_1 — T_2), также сходная с соответствующими отложениями Аргандабского геантиклинального поднятия. Верхнетриасовые отложения (свита Найбанд) тесно связаны с нижней — средней юрой. Они представлены мощной (до 350—400 м) песчано-аргиллитовой (флишовой) формацией с отдельными пачками известняков (например, в байосе) (Stöcklin и др., 1965). Ложится эта толща несогласно на палеозой — триас и образует геосинклинальный структурно-формационный комплекс. Отложения верхней юры составляют орогенный комплекс красноцветных глинисто-соленосных отложений и рифогенных известняков мощностью до 1000 м. Выше лежащие меловые (K_2) и кайнозойские отложения маломощны, не дислоцированы, слагают платформенный комплекс. Таким образом, Западно-Лутские прогибы являются позднеиммерийскими складчатыми системами. По типу они сходны с Фарахрудским прогибом, но замкнулись, по-видимому, несколько раньше.

Туркмено-Иранский сегмент обладает уже продольно расположенными структурами, вытянутыми в северо-западном направлении. В этом отношении он сходен с Афгано-Пакистанским сегментом, где в основном развиты также продольные, но северо-восточного простирания, структуры. Туркмено-Иранский сегмент

по сравнению с Лутским более узкий. Крупные складчатые области располагаются в нем симметрично, по краям его протягиваются горные сооружения позднеальпийской складчатости. Это структуры Малого Кавказа и Копетдага на севере и Загроса на юге. В центре сегмента расположены киммерийские и раннеальпийские геосинклинальные системы и зоны активизации того же времени. И, наконец, в осевой части сегмента прослеживается Центрально-Иранский срединный массив (см. рис. 34). Подобное строение характерно и для Афгано-Пакистанского сегмента (за исключением северной зоны поздних альпид). Центрально-Иранский массив сходен как по положению, так и по форме с Шахристанским. Но в Иране он очень плохо обнажен и потому менее изучен. Для северной полосы киммерид, прослеживающихся от восточного Эльбурса на восток, весьма характерно широкое развитие юрских терригенно-угленосных отложений, отвечающих, по-видимому, орогенной стадии развития киммерийской геосинклинали Банди-Туркестанской зоны.

К югу от Центрально-Иранского массива располагается Хамаданский раннеальпийский геосинклинальный прогиб, в котором отложения юры достигают значительной мощности, складчатость и магматизм весьма интенсивны; эта зона сходна с юго-восточной частью Фарахрудского прогиба в Афганистане. И, наконец, на юге Иранского сегмента выделяется Загросская позднеальпийская геосинклиналь с ее Месопотамским прогибом. Обе эти структуры отчетливо прослеживаются на восток. В Лутском сегменте геосинклинальная зона (к югу от Лутского массива) сильно сокращается, а далее на восток, в Афгано-Пакистанском сегменте, в Белуджистане вновь расширяется (Соколов, 1967). Северной частью именно эта зона заходит на территорию Афганистана, слагая Катавазский тыловой прогиб. На примере Загросской позднеальпийской геосинклинали видно, что внешние зоны Альпийского пояса не ограничиваются одним сегментом, а прослеживаются через несколько сегментов.

После краткого обзора структур средневосточной части Альпийско-Гималайского пояса можно сделать вывод, что структуры Афганистана составляют наиболее восточную часть пояса. Они входят в состав Афгано-Пакистанского сегмента, который по сравнению со смежными сегментами в течение фанерозоя имел тенденцию к погружению. В связи с этим в пределах Афгано-Пакистанского сегмента оказываются наиболее широко развиты и четко выражены, особенно в западной части, зоны опускания, геосинклинальные прогибы. Это герцинский, раннекиммерийский Банди-Туркестанский прогиб, раннеальпийский Фарахрудский, начавший опускаться еще в палеозое, позднеальпийский Сулеймано-Киртарский и, наконец, неогеновые передовые Кохат-Потварский, Предкиртарский, Прибрежно-Мокранский на юге сегмента (Воскресенский и др., 1971) и Афгано-Гаджикская впадина на севере. Многие области прогибания, развитые в Афганской

части сегмента, несмотря еще на далеко не полную степень изученности, могут служить эталоном для изучения тех или иных структур и общей истории развития Альпийской зоны.

Материал по Афганской части сегмента вновь подтвердил, что каледонские движения в Альпийско-Гималайском поясе были весьма слабыми, зато герцинские прогибы активно развивались, примером чего служат Фарахрудский, Кабульский, Сафедхирский и другие прогибы, но интересно отметить, что они здесь не завершались складчатостью и не имели орогенной стадии развития. Именно это обстоятельство позволяет относить их к категории сквозных геосинклинальных прогибов. Их непрерывное, но с различной скоростью прогибание шло в одних случаях от венда до позднего мела, а в других с девона до мела. На отдельных этапах (карбон, поздний мел) прогибание было весьма интенсивным, на других (ранний — средний палеозой, пермь, ранний — средний триас, юра) вялым с накоплением парагеосинклинальных формаций. Говоря о формациях, следует отметить в Афганистане широкое развитие карбонатной формации (монотонных известняков и доломитов), достигающей иногда очень больших мощностей. Так, в Джелалабадском прогибе верхнепозднетриасовые известняки имеют мощность свыше 1000 м, по окраинам Катавазской зоны, верхнеюрские — нижнемеловые известняки достигают 1800 м. Мощность верхнепермских известняков в Хаджигекской зоне превышает 1000 м. Несомненно, что подобная карбонатная формация должна определяться как геосинклинальная. Она очень хорошо развита в Южном Иране и, вообще, характерна для южных прогибов Альпийско-Гималайского пояса. Завершение развития сквозных прогибов проходило или на киммерийском этапе в связи с поздне триасовой или юрской складчатостью (Сафедхирский, Джелалабадский прогибы), или с раннеальпийской складчатостью в начале позднего мела (Фарахрудский, Кабульский, Аргандабский прогибы).

Начало альпийского геосинклинального этапа, как показывает материал по Афганистану, определить трудно, так как трудно определить время заложения альпийских прогибов, особенно в сквозных геосинклиналях. Легче определить замыкание прогибов, стадии складчатых магматических и орогенных движений. На основании этих показателей мезо-кайнозойский этап развития должен быть разделен на два самостоятельных этапа, часто обособленных друг от друга во времени и в пространстве: раннеальпийский и позднеальпийский. Обычно в западных сегментах Альпийско-Гималайского пояса более сильно развит позднеальпийский этап и там он часто маскирует раннеальпийский. В Афганистане, наоборот, широко развиты структуры раннеальпийского этапа (Фарахрудская, Аргандабская и Кабульская зоны). Нормально развивающиеся эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы в Афганистане замкнулись в начале позднего мела. Складчатость, иногда с двумя фазами, завершила их развитие.

В течение позднего мела — палеогена в них активно проходил орогенез: образовывались поднятия, формировались расколы, имел место наземный, типично орогенный вулканизм (Кочетков и др., 1974), причем он охватил также значительную часть внутренних зон Иранского и Лутского сегментов. По северному краю Фарахрудской зоны и по восточному краю Аргандабской возникли краевые прогибы. Таким образом, раннеальпийский этап развития может выделяться как самостоятельный законченный этап развития.

Раннеальпийские прогибы с полным циклом геосинклинального развития широко развиты в Пакистане. Дальше в западном направлении их роль падает: они сокращаются в размерах и становятся менее типичными.

Позднеальпийская складчатая система занимает небольшую область на юго-востоке Афганистана, в Катавазе. Интересно, что позднеальпийский, позднемеловой — палеогеновый геосинклинальный прогиб заложился на раннеальпийском складчатом сооружении. Таким образом, материал по Афганистану свидетельствует о возможности наложения геосинклинальных прогибов на ранее сформированную геосинклинальную систему. Этот вывод подтверждает и Банди-Туркестанский киммерийский прогиб, образовавшийся на герцинской геосинклинали полного цикла развития. М. В. Муратов (1961) указывал, что, вообще, для Альпийско-Гималайской геосинклинали характерно наложение альпийских прогибов на герцинские структуры.

В расположении разновозрастных мезо-кайнозойских геосинклиналей в Афганистане наблюдается определенная закономерность: киммерийский прогиб (Банди-Туркестанская зона) занимает наиболее северное положение (даже за пределами области альпид). Южнее следует зона ранних альпид (Центральный Афганистан) и, наконец, на крайнем юго-востоке страны зона поздних альпид. Подобная закономерность свидетельствует о миграции геосинклинального процесса с севера на юг и, конечно, об асимметрии Альпийско-Гималайского пояса в пределах Афгано-Пакистанского сегмента.

Особенно богатый и интересный материал дает этот сегмент в отношении неоген-четвертичных движений. Здесь отчетливо выявляются два типа орогенных движений: первый связан с развитием позднеальпийской геосинклинали — это общее сводовое поднятие Сулеймано-Киртарской складчатой системы орогена и образование вдоль ее фронта передовых прогибов, а в тылу ее краевых прогибов типа Торосбобского и Газнийского; второй тип — планетарного характера создал одно из крупнейших в мире поднятий — Памиро-Паропамизское и связанные с ним опускания типа Кулябского прогиба, в котором мощность неогена превышает 15 км; обширные впадины типа Афгано-Таджикской; поднятия Тянь-Шаньского орогена и др. Огромные, удаленные от альпийского геосинклинального пояса на сотни и тысячи километров,

эти орогены явно свидетельствуют об их автономности, о механизме образования, не связанном с альпийской геосинклиналью.

В заключение следует сказать о некоторых специфических структурах, получивших широкое развитие в Афгано-Пакистанском сегменте Альпийско-Гималайского пояса. В раннеальпийской складчатой системе выделяется Аргандабское геоантиклинальное поднятие. Эта структурная зона является сопряженной парой с зоной геосинклинального прогиба. Аргандабское антиклинальное поднятие развивалось синхронно с Фарахрудским прогибом, но темп прогибания на первой стадии развития в Аргандабской зоне был замедленным. Опускания не захватывали всю зону, образовался ряд частных прогибов. Наиболее четко эти прогибы развивались только в раннемеловое время. Зато орогенная стадия развития в геоантиклинальном поднятии протекала более активно: поднятия были более контрастны, интрузивная деятельность и вулканизм весьма интенсивны. Геоантиклинальные поднятия пользуются широким развитием и в Иранском сегменте («Геология и рудные месторождения Среднего Востока», 1973; Штоклин, 1966), а также в Гималайском сегменте. Это очень характерные тектонические зоны, но изучены они еще повсеместно слабо и потому часто относятся даже и к другим категориям структур (к срединным массивам и т. п.).

Любопытной особенностью складчатых систем в Афганской части Афгано-Пакистанского сегмента явились краевые горст-антиклинории, развивающиеся на заключительных стадиях геосинклинального процесса. Таковыми структурами в раннеальпийской системе явился Банди-Баянский блок и позднеальпийский Тарнакско-Сомалийский горст. В этих структурах оказываются высоко поднятыми структурно-формационные комплексы фундамента, а собственно геосинклинальный комплекс, по-видимому, недоразвит и сильно денудирован. Краевые горсты часто отделяют геосинклинали от их краевых прогибов, как это имело место в Торособском и Герирудским краевыми прогибами. Размеры краевых горстов очень различны — от нескольких километров до 10—15 км в поперечнике.

И, наконец, следует подчеркнуть удивительно оригинальную треугольную или клинообразную форму (в плане) ряда тектонических зон в Афганистане (Фарахрудская, Аргандабская, Кабульская и Катавазская зоны). Интересно отметить, что острый угол такого треугольника во всех зонах обращен на северо-восток, в сторону Памиро-Кашмирского сегмента. Эта форма геосинклинальных прогибов связана с двумя причинами: с длительным воздыманием этого сегмента и с надвигами и перекрытиями восточных частей прогибов. Амплитуда главнейших покровных структур в Афганистане возрастает с юго-запада на северо-восток, что связано с увеличением тангенциального сжатия в этом направлении. Давление шло главным образом со стороны южной части Памиро-Кашмирского сегмента, по-видимому, достаточно актив-

ного в позднем мезозое и кайнозое. Надвиговые структуры оказались не параллельны основным структурным зонам, это и вызвало косое перекрытие последних и образование клиновидных (в плане) зон.

Направление давления (фронт сжатия) в Афганистане не было постоянным, в результате чего в одних и тех же зонах образовывались разноориентированные, перекрещивающиеся складчатые системы. Так, например, афганиды имели субширотное простирание, газневиды — северо-восточное. Особенно ярко такое перекрещивание структур выявилось в Кабульской зоне, где, кроме вышеотмеченных, наблюдаются меридиональные структуры в палеозойско-раннемезозойском комплексе, широтные структуры в меловом комплексе, северо-восточные в палеогеновом и вновь меридиональные в неогеновом. По-видимому, с подобными очень сложными разнонаправленными структурами в Альпийском поясе приходится часто встречаться.

Итак, очень разнообразная и сложная структура Афганистана не просто представляет значительный интерес, но и приносит большую пользу при расшифровке многих особенностей других частей Альпийского пояса и его структуры в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов И. В., Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1970, XIV (I), с. 46—57.

Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 11., М., «Недра», 1964, с. 7—21.

Амурский Г. И., Гейман В. М., Кац В. Г. О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линеамента. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1972, № 2, с. 3—10.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., изд. ЛГУ, 1963, 241 с.
Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969, с. 82—95.

Вонгаз Л. Б. О принципах тектонического анализа и районирования. — В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М., 1969, с. 155—159.

Ганссер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967, 351 с.

Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М., «Недра», 1970, 288 с. Авт.: В. И. Браташ, С. В. Егупов, В. В. Печников, А. И. Шелемцев.

Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М., «Недра», 1973, 381 с.

Горшков Г. П. Промежуточные землетрясения Северо-Восточного Афганистана и закон скальвающих напряжений. — В кн.: Физические основы поисковых методов прогноза землетрясений. М., 1970, с. 100—104.

Егупов С. В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопряженных территорий. М., 1966, с. 214—223.

Захаров С. А., Ачилов Г. Ш., Бельский В. А. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского сучивания). — В кн.: Междунар. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 11. М., 1964, с. 191—201.

Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1969, т. 44, вып. 2, с. 61—76.

Карапетов С. С., Левен Э. Я. Верхнепалеозойские отложения Центрального Афганистана (бассейн р. Гильменд). — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 1, с. 30—40.

Колчанов В. П. Меловые отложения юго-восточной части хр. Сиах-бубак (Афганистан). — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1969, т. 44, вып. 1, с. 97—103.

Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша (Афганистан). — «Бюл. МОИП, отд. геол.», т. XIV, вып. 6, 1970, с. 81—89.

Кононов О. В., Славин В. И., Атикулла С. Новейшие вулканы и арагонитовые месторождения в Юго-Западном Афганистане. —

В кн.: Первая научная конференция преподавателей Кабульского политехнического института. Тезисы докладов. Кабул, 1973, с. 15—16.

К о п п М. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных). — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1974, № 2, с. 44—57.

К о с т е н к о Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. I. Душанбе, 1963, с. 189—216.

К р и ш н а н М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.

К у л а к о в В. В. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 90—100.

К у л а к о в В. В., К о л ч а н о в В. П., М и х а й л о в К. Я. О стратиграфии триасовых отложений северного Афганистана. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1969, № 7, с. 11—16.

К у л а к о в В. В., К о л ч а н о в В. П., М и х а й л о в К. Я. Геологическое строение бассейна р. Рудикарох в Афганистане. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1969, № 9, с. 3—7.

Л а п п а р а н А. Очерк тектонической истории Центрального Афганистана. — В кн.: Междунар. сессия редакц. комитетов Тект. карты Европы, Ближ. и Средн. Востока. Баку, 1969, с. 16—17.

Л е в е н Э. Я., П а ш к о в Б. Р., М и р з о д С. Х. Пермские отложения Афганистана. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1975, т. 50 (5), с. 8—27.

Л е о н о в Ю. Г. Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1967, т. 42, с. 5—22.

Л е о н о в Ю. Г. Геологическое строение бассейна р. Шива в Афганском Бадахшане (Северо-Восточный Афганистан). — «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 158—160.

Л е о н о в Ю. Г. Соотношение Памиро-Каракорумских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45 (4), с. 132—148.

Л о м и з е М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1972, № 2, с. 14—23.

Магматизм центрального Афганистана. — В кн.: II конф. по пробл. «Геол. и полезн. ископаемые зарубежн. стран» (тезисы докладов). М., 1971, с. 47—48. Авт.: А. Н. Демин, Ю. М. Довгаль, С. С. Карапетов, А. Я. Кочетков, В. И. Славин, И. И. Сонин, М. А. Чальян.

Магматические образования Центрального Афганистана. — «Изв. АН СССР, отд. геол.», 1974, № 9, с. 46—59. Авт.: А. Я. Кочетков, А. Н. Демин, К. Ф. Стажико-Алексеев, М. А. Чальян, Ю. М. Довгаль.

Макстенец И. О., Моралев В. М., Чальян М. А. Интрузивные комплексы Афганского Бадахшана. — «Тр. НИЛЗарубежгеол.», вып. 22. М., 1971, с. 122—128.

Меннесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула (Афганистан). — «Сов. геол.», 1963, № 7, с. 105—126.

Миляновский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973, 278 с.

Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарьянц О. А. Афганистан. — «Бюл. МОИП», 1968, т. 43, вып. I, с. 31—50.

Мовшович Э. Б., Чистяков А. А. Орогенный этап развития Белуджистанской геосинклинали. — «Сов. геол.», 1968, № 11, с. 47—54.

Моргунов Ю. Г., Рудаков С. Г. Палеозойские (допермские) отложения Ирана и Афганистана. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1972, № 2, с. 24—40.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — «Геотектоника», 1962, № 2, с. 3—21.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1961, т. 36, вып. 4, с. 97—120.

Никонов А. А. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 101—107.

Никонов А. А. Новые данные по геоморфологии и палеогеографии афганского Бадахшана. — «Бюл. МОИП», 1973, № 2, с. 148—149.

Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Зап. Гиндукуша. — «Сов. геол.», 1971, № 3, с. 130—136. Авт.: В. П. Колчанов, В. В. Кулаков, К. Я. Михайлов, Б. Р. Пашков.

О связи магматизма с тектоникой в Афганистане. — «Сов. геол.», 1973, № 6, с. 102—112. Авт.: К. Ф. Стажкило-Алексеев, Ю. М. Довгаль, М. А. Чальян, А. Я. Кочетков.

Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан). — «Сов. геол.», 1971, № 2, с. 126—135. Авт.: С. С. Карапетов, Ю. М. Довгаль, А. Н. Демин, В. С. Нагалева, С. Х. Мирзод, А. Я. Котов.

Черк геологии Пакистана. М., «Недра», 1971, 167 с. Авт.: И. А. Воскресенский, К. Н. Кравченко, Э. Б. Мовшович, Б. А. Соколов.

Пашков Б. Р. О некоторых особенностях тектонического развития Памиро-Гиндукушской области в раннем палеозое. — «Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук», 1973, № 1 (47).

Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 31—39.

Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1940, 68 с.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцидская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955, 522 с.

Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 22—37.

Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45, вып. 2, с. 31—80.

Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. 22 сес. Доклады сов. геологов. Пробл. 11, М., 1964, с. 173—186.

Симаков С. М., Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская нефтегазовая область. — «Сов. геол.», 1966, № 2, с. 17—31.

Славин В. И. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области. — «Сов. геол.», 1964, № 6, с. 61—71.

Славин В. И. Триасовые отложения Северного Афганистана. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1970, № 10, с. 41—52.

Славин В. И. О геологическом строении Фарахрудской тектонической зоны. — «Науч. журн. КПИ», Кабул, 1973, № 1, с. 52—56 (на фарси, резюме — на русск.).

Славин В. И. Триасовые отложения Южного Афганистана. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1974, № 2, с. 22—31.

Славин В. И., Демин В. Н. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1972, № 2, с. 60—73.

Славин В. И., Мирзод С. Х. Тектоническое районирование Афганистана. — «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 68—81.

Славин В. И., Соловьева А. П., Соловьев Ю. Я. Сейсмотектоническое районирование Афганистана. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1970, № 12, с. 32—41.

Славин В. И., Федоров Т. О., Феруз Н. М. Геологическое строение метаморфического комплекса в Кабульском районе Восточного Афганистана. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1973, № 4, с. 90—94.

Славин В. И., Федоров Т. О., Феруз Н. М. О взаимоотношении и стратиграфическом положении отдельных свит в метаморфическом комплексе Кабульского района. — «Науч. журн. КПИ», Кабул, 1973, № 1, с. 49—51 (на фарси, резюме — на русск.).

Славин В. И., Хаин В. Е. Мезозойский тектогенез и его роль в развитии Средиземноморского геосинклиналичного пояса. — В кн.: II конф. по пробл. «Геол. и полезн. ископаемые зарубежн. стран» (тезисы докладов). М., 1971, с. 34—36.

Соколов Б. А. Геологическое строение поднятия Сулейман-Киртара и смежной части Индостанской платформы. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1967, № 2, с. 24—41.

Старобинец А. Е. Современный структурный план поверхности складчатого фундамента Восточной Туркмении. — «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 110—119.

Стратиграфия верхнего палеозоя Центрального и Восточного Афганистана. — В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Вып. 2. Душанбе, ТГУ им. Ленина, 1973, с. 74—112. Авт.: С. С. Карапетов, И. В. Пыжьянов, И. И. Сонин, А. Н. Демин.

Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области. — «Геотектоника», 1974, № 2. Авт.: И. М. Сборщиков, В. И. Дронов, С. М. Калимулин, С. X. Мирзод.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоника Туранской плиты. — «Тр. ГИН АН СССР», 1966, вып. 165, с. 16. Авт.: И. С. Вольвовский, Р. Т. Гарацкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман.

Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса (Восточный сегмент). — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1973, № 4, с. 11—17. Авт.: В. Е. Хаин, Я. Г. Кац, А. Г. Селицкий, В. И. Славин, Т. П. Онуфриук.

Феруз Н. М. Основные структурно-формационные комплексы Кабульской тектонической зоны. — «Вестн. МГУ», 1974, № 2, с. 76—79.

Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1968, № 6, с. 3—18; 1969, № 1, с. 3—25; № 2, с. 3—21.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклиналичного пояса. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1970, № 2, с. 36—72.

Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1972, № 2, с. 3—13.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973, 510 с.

Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изотопного метода. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 8, с. 40—46.

Ченов Ю. П. Геологическое строение южной части Теджен-Мургабского междуречья. — «Изв. вузов, Геол. и разв.», 1964, № 6, с. 49—53.

Штоклин Д. Тектоника Ирана. — «Геотектоника», 1966, № 1, с. 3—21.

Andriczky G. Bau- und Entstehungsgeschichte des Altkristallin Keiles von Kabul (Afghanistan) und seiner Randsonen. «Geol. Jb.», Hannover, 1967, s. 611—637.

Blaise J. Sur la structur de la region de Maidan, a l'Ouest de Kaboul (Afghanistan). «C. R. Ac. Sc.», Paris, t. 266, 1968, p. 1918—1920.

- Blaise J. Etudes stratigraphiques, petrographiques et tectoniques dans les montagnes de Maydan et de Wardak (Afghanistan central). — «Revue de Geogr. physique et de geol. dynam.», ser. 2, YXIY, 1972, p. 4.
- Blaise J., Bordet P., Lang J. Mesures geochronologiques de quelques roches cristallines d'Afghanistan central. — «R. Ac. Sc.», t. 270, 1970, p. 2772—2775.
- Bosum W. Examples of basement mapping by airborne magnetic surveys. — «Bull. Geofis. teor.», appl. 12, 45/46, Trieste, 1970, s. 45—59.
- Boulin J. L'evolution stratigraphique et structural de l'Hindou Kouch central, en Afghanistan, d'apres la transversal de Salang. — «Rev. de geogr. physique et de geol. dynam.», ser 2, 1970, v. 14, f. 4.
- Bouyx E. Problemes stratigraphiques et structuraux dans l'Hindou Kouch occidental au nord du bassin de Bamyán (Afghanistan central). — «Rev. de geol. et geogr.», ser. 2, 1972, v. 14, f. 4.
- Desio A. I rapporti tectonici fra il Badacshan et il Pamir (Asia centrale). — «Annali del Museo Geol. di Bologna», ser 2a, v. XXXI, 1963, s. 163—170.
- Desio A., Guj P., Pasquarè G. Notes on the géology of Wakhan (North-East Afghanistan). — «Atti Accad. naz. Lincei., Mem. CI. Sc. fis. mat. nat. (8), 9 ser 2, «Abb.», Roma, 1968, s. 37—52.
- Desio A., Martina E., Pasquarè G. On the geology of Central Badacshan (North-East Afghanistan). — «Quart. Geol. Soc.», London, 120, 1964, s. 127—151.
- Desparmet R. et Montenat C. Les transgressions du Paleozoique en Hasaraja (Afghanistan Central). — «Rev. de geogr. physique et de geol. dynam.», s. 2, 1972, v. XIY, f. 4.
- Dronov V., Kafarskiy K., Denikaev S. Schem of stratigraphy of Afghanistan. — «Geol. and min. res. of Afghanistan», Ed. I. Kabul, 1973.
- Fesefeldt K. Das Palaozoikum im Gebiet der Oberen Logar im ostlichen Hazarajat Sud-westlich Kabul, Afghanistan. — «Beih. Geol.», Jb. 70, Hannover, 1964, s. 185—227.
- Fischer L. Zur géologie des Kohe Safi bei Kabul (Afghanistan). — «N. Jb. Geol. Pal.», Abh. 139, 3 Stuttgart, 1971.
- Furon R. Observation géologiques sur la vallée du Kaboul. — «C. R. Ac. Sc.», 183, 1925, Paris, p. 1075—1077.
- Furon R. Sur l'existence de l'axe Ouralien determinant la structure du plateau Iranien — «C. R. Ac. Sc.» 203, 10, Paris, 1936, p. 514—517.
- Furon R., Rosset L. Contribution a l'étude du Trias en Afghanistan. — «Bull. Mus. Hist. Natur.», s. 2, t. 23, N 5, 1951, Paris, p. 558—565.
- Ganss O. Geosynclinalbecken Tectonic, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan. — «Géol. Rundsch.», v. 54, Abb. N 2, Stuttgart, 1964, s. 668—698.
- Ganss O. Zur geologie von Sud-Ost Afghanistan. — «Beih. Geol.», Jb. 84, Hannover, 1970, 203 s.
- Geologie and mineral ressources of Afghanistan. 1973, 101 s.
- Grebe W., Homilius J. Uber Beckenablagerungen in den intramontanen Becken von Kabul Afghanistan. — «Geol.», Jb. 85, Hannover, 1970, s. 669—698.
- Griesbach C. Afghan Field. — «Notes Rec. Geol. Surv. India.», v. XVIII, 1885, s. 57—64.
- Griesbach C. Afghan Field notes from Afghanistan. N 5. «Rec. Geol. Surv. India», v. 20, Calcutta, 1887, s. 93—103.
- Griesbach C. The geology of the Safedkoh. — «Rec. Geol. Surv. India», v. 25, pt. 2, Calcutta, 1892, p. 59—109.
- Hayden H. The Geology of Northern Afghanistan. — «Mem. Geol. Surv. India», t. 39, Calcutta, 1911, p. 1—97.
- Hess A. Geologie des Gebietes Kalat-i-Ghilzai und seine Stellung im südostafghanischen Gebirgsbau. — «Geol. Jb.», 84, Hannover, 1966, s. 89—136.

Hinze C. Die Geologische Entwicklung der östlichen Hindukuch Nordflanke (Nordost Afghanistan). — «Beih. Geol. Jb.», 70, Hannover, 1964, s. 19—76.

Kaever M. Untersuchung en zur Schichtenfolge im Gebiet Gasim Khel-Ali-Khel. E. Afghanistan. — «N. Jb. Geol. Pal.», Mh. 1967/5, Stuttgart, 1967, s. 284—304.

Kaever M. Zur Geologie des Gebietes von Khost und Jacuby S. E. Afghanistan. — «N. Jb. Geol. Pal.», Mh. 1967/6, Stuttgart, 1967, s. 361—383.

Kaever M. Das Permokarbon Afghanistans. — «Z. bl. Geol. Pal.», t. I, 1974, N 4, Stuttgart, 1970, s. 627—660.

Kummel B., Harben H. Lower and Middle Triassic Cephalopods from Afghanistan. — «Palaeontogr. Beitr zur Nat. vorzeit», 1968, s. 95—148.

Lang J. Bassins intramontagneux néogènes de l'Afghanistan Central. — «Rev. de Geogr. phis. et de geol. dynam.», s. 2, 14, f. 4. Paris, 1972, p. 415—427.

Lapparent A. Un gisement de mineral de fer en Afghanistan Central. — «C. R. Ac.», Sc. 253, 25, Paris, 1961, p. 2556—2558.

Lapparent A., Bordet P. Sur l'importance et L'extension du volcanisme récent de Navar (Afghanistan). — «Bull. Volc.», v. XXVIII, Napoli, 1965, p. 107—118.

Lapparent A., Blaise J., Lys M. Présence du permien et du Lias Jurassique dans la région d'Uzuzgan. — «C. R. Ac. Sc.», 263, N° 11, 1966, p. 805—807.

Lapparent A., Blaise J. Sur l'âge récent des granites reues a l'ouest de Ghasni (Afghanistan Central). — «C. R. Ac. Sc.», t. 267, Paris, 1966, p. 1177.

Lapparent A., Sorney J. Sur un Zammellebranche de Trias Himalayen récolté a Kajacai en Afghanistan. — «C. R. soc. Géol.», Francé, f. 3, 1968, p. 71—72.

Lapparent A., Termie G. Le Jurassique de Bum et Rabat. — «Bul. soc. geol. Francé», I, N° 7, 1969, p. 98—101.

Leven E. Les gisements permien et les Fusulinides de l'Afghanistan de Nord. — «Notes et Mem. sur le Moyen Orient», v. 12, 1961, Paris, p. 1—47.

Martina E. New data on the Devonian of Afghanistan. — «Riv. Ital. Pal.», 69, 4, Milano, 1963, p. 545—558.

Menessier G. Les caracteres structureaux des montagnes de la region de Kaboul. (Afghanistan). — «Bull. Soc. Geol. Fr.», III, N° 1, 1961, p. 40—49.

Menessier G. Etude tectonique des montagnes de la region de Kaboul. — «Notes et Mem.», Moyen Orient v. IX, 1968, p. 1—185.

Menessier G. Géologie de la Chaîne d'Altimur (Afghanistan Oriental). — «Rev. de geogr. phis. et de géol. dynam.», v. 14, f. 4, Paris, 1972, p. 345—356.

Sborschikov J., Dronov V., Chmyriov V. The main features of the tectonic the Afghanistan. — «Geol. and min res of Afghanistan», Ed I, Kabul, 1973, s. 1—31.

Staschilo-Alekseev K., Chmirion V., Mirzod S. The main features of magmatism of Afghanistan. — «Geol. and min. res. of Afghanistan», N 1, Kabul, 1973, s. 31—34.

Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad G., Hushmand A. Central Lut reconnaissance. — «Geol. Surv. of Iran.», 1972, N 22.

Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad G., Hushmand A. Geologie of the Shotori-hange. — «Geol. Surv. of Iran.», 1965, N° 3.

Vredenburg E. Geological sketch of the Baluchistan desert and part of eastern Persia. — «Mem. geol. Surv. Ind.», 1901, p. 31.

Wadia D. The syntaxis of the Nord-West Hymalaia. — «Rec. Geol. Surv. India», 6 (2), 1931, p. 189—220.

Weippert D. Zur Geologie des Gebietes Doab-Saighan-Hajiar (Nord Afghanistan). — «Bieh. zur Geol. Jb.», H. 70, 1964, s. 153—184.

Weippert D., Wittekind H., Wolfart R. Zur geologischen Entwicklung von Zentral und Sudafghanistan. — «Beich. geol. Jb.», Hannover, 1970.

Wirtz D. Zur regional geologischen Stellung der Afghanichengebirge. — «Bull. of the Afgh. geol.», N 1, Kabul, 1964, s. 5—18.

Wolfart R. Zur Entwicklung der palaozoischen Tethis in Vorderasien 20, 3, Hambourg, 1967, s. 168—180.

Wolfart R. Fauna stratigraphia und palaeogeographie des ordovisi-ums in Afghanistan. — «Beich. geol.», Jb. 14 Abb., Hannover, 1971, 125 s.

Wellman D. Active vrench faults of Iran Afghanistan und Pakistan. — «Geol. Rund.», 55, 3, Stuttgart, 1965, s. 716—735.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
История тектонического изучения	7
Тектоническое районирование	12
Краткие сведения по стратиграфии	22
Области довендской консолидации	60
Нуристанский срединный массив	60
Шахристанский срединный массив	66
Герцинская складчатая область	70
Бадахшанская складчатая система и Банди-Баянская зона	70
Сафедкохский краевой прогиб	82
Шеберганский выступ Туранской плиты	82
Киммерийская складчатая область	90
Банди-Туркестанский геосинклинальный прогиб	90
Сафедхирский геосинклинальный прогиб	105
Джелалабадский парагеосинклинальный прогиб	111
Геосинклиналь Ваханского коридора	117
Раннеальпийская складчатая область	120
Фарахрудский геосинклинальный прогиб	120
Аргандабское геодантиклинальное поднятие	125
Кабульское геодантиклинальное поднятие	133
Позднеальпийская складчатая область	145
Катавазский геосинклинальный прогиб	145
Тарнакско-Сомалийский горст-антиклинорий	148
Торосбобско-Газнийский краевой прогиб	151
Структуры новейшего орогенного этапа развития	153
Сводово-глыбовые поднятия	156
Области прогибания	158
История и основные закономерности развития	170
Тектоническое положение Афганистана	186
Список литературы	198
Приложение: Тектоническая карта Афганистана	

Владимир Ильич Славин

Тектоника Афганистана

Редактор В. И. Макеев
Переплет художника Б. К. Силаева
Художественный редактор
В. В. Евдокимов
Технические редакторы: Н. В. Жидкова,
В. В. Соколова
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 2/IV 1976 г. Подписано
в печать 3/VIII 1976 г. Т-14941.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2.
Печ. л. 14,5 с картой.
Уч.-изд. л. 15,12 с картой.
Тираж 900 экз. Заказ 905/5492-1.
Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12.
Третьяковский проезд, 1/19,
Ленинградская типография № 6 Союзполи-
графпрома Государственного комитета Совета
Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
196006. Ленинград, Московский пр., 91.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

**В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги**

КРАСНЫЙ Л. И. Проблемы тектонической систематики.
Изд. 2, перераб. и доп. 12 л. 1 р. 20 к.

В книге анализируются принципы тектонической систематики и состояние этой проблемы в СССР и за рубежом. Описываются структуры континентов, включающие подвижные пояса, области и системы геосинклинального и негеосинклинального рядов, рассмотрены особенности древних архейских и протерозойских структур и стабильных областей (платформы, шельфовые области и массивы). Существенно дополнены разделы о структурах дна краевых морей, островных дуг и океанов. Большое внимание уделено глыбовым (геоблоковым) структурам, которые сравниваются и, отчасти, противопоставляются «литосферным плитам». Показано соотношение структур всей Земли и пути усовершенствования тектонической систематики и терминологии. Подчеркивается важность поднятых проблем в связи с залегающим полезных ископаемых в различного типа тектонических структурах.

Книга рассчитана на геологов разных специальностей, а также на студентов, аспирантов и преподавателей высших учебных заведений.

КУШНАРЕВ И. П. Методы изучения разрывных нарушений.
20 л. 2 р. 18 к.

Возросший объем детальных геологических работ и необходимость совершенствования крупномасштабного геологического картирования, поисков руд, их разведки и оценки требуют перехода от весьма ориентировочных, часто только качественных данных о разломах к установлению количественных — расчетных — амплитуд и направлений перемещений в каждый этап их развития. Это и определяет направленность данной книги. В ней рассматриваются вопросы систематики разломов и особенно сбора и обработки геологических материалов — основы для определения времени, типов перемещений и их количественной характеристики. Детально разбираются графические методы самих расчетов, которые иллюстрируются примерами перемещений возрастающей сложности, а также рассматриваются многие другие вопросы, связанные с особенностями различных типов дизъюнктивов, характером обобщений результатов и т. п.

Книга рассчитана на геологов и научных работников, изучающих геологические структуры земной коры.

ФОРМЫ геологических тел. Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. 20 л. 1 р. 20 к.

Книга является справочным пособием и представляет собой первую в мировой практике терминологическую сводку по формам геологических тел. В ней приведено около 2000 терминов и определений, в том числе малоизвестных в значениях, в которых они когда-либо употреблялись в геологической литературе, изданной на русском языке с 1725 по 1972 г. Для отдельных терминов, таких, как складка, жила, пласт, штокверк, приведено до 4—6 значений, бытующих в современной геологической литературе. Для удобства нахождения нужного термина и для ознакомления с терминами, применяемыми тем или иным исследователем, книга снабжена предметным и авторским указателями. Большинство приводимых терминов переведено на английский, немецкий, французский языки.

Книга рассчитана на геологов, научных работников, преподавателей вузов и студентов различных геологических специальностей.



ХАИП В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. 35 л. 3 р. 70 к.

Книга представляет собой вторую часть монографии, первая часть которой вышла в издательстве «Недра» в 1971 г. В первой части содержался материал по тектонике Северной и Южной Америки, Антарктиды и Африки.

Во второй части рассматриваются структуры и основные этапы развития древней Восточно-Европейской платформы, палеозойских складчатых систем и молодых плит Европы и западной части Азии.

Книга рассчитана на геологов, она может быть использована студентами старших курсов геологических вузов и факультетов. 1 р. 20802.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «книга—почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59—127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

1 р. 70 к.

1873

НЕДРА