

АКДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА
ПАМИРА
И ТЯНЬ-ШАНЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ СССР

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ТАДЖИКСКОЙ ССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
STATE GEOLOGICAL COMMITTEE OF THE USSR
MINISTRY OF HIGHER AND SECONDARY SPECIAL EDUCATION
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES OF TADZHIK SSR
GEOLOGICAL ADMINISTRATION WITH THE COUNCIL
OF MINISTERS OF TADZHIK SSR

TECTONICS OF PAMIR AND TIEN SHAN

Proceedings of the Second
Tectonic Conference
of the USSR in Dushanbe

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1964

ТЕКТОНИКА ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Материалы II Всесоюзного
тектонического совещания
в Душанбе

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

Редакционная коллегия
«Материалов тектонических совещаний
в Душанбе и Москве»:

*В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, А. А. Богданов, Р. Г. Гарецкий, И. Е. Губин,
П. Н. Кропоткин, А. М. Лейтес, О. А. Мазарович, М. В. Муратов, Н. И. Николаев,
Е. В. Павловский, А. В. Пейве, Б. А. Петрушевский, Ю. М. Пушаровский,
Ю. М. Шейнманн, Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин*

Ответственные редакторы тома
«Тектоника Памира и Тянь-Шаня»:

А. В. Пейве, И. Е. Губин, Р. Г. Гарецкий

Editorial Board

of the «Proceedings of tectonic conferences
in Dushanbe and Moscow»:

*V. V. Belousov, N. A. Beliaevsky, A. A. Bogdanov, R. G. Garetsky, I. E. Gubin,
P. N. Kropotkin, A. M. Leites, O. A. Mazarovich, M. V. Muratov, N. I. Nikolaev,
E. V. Pavlovsky, A. V. Peive, B. A. Petrushevsky, Yu. M. Pauscharovsky,
Yu. M. Sheinmann, N. A. Shtreis, A. L. Yanshin*

Editors of the volume
«Tectonics of Pamir and Tien-Shan»:

A. V. Peive, I. E. Gubin, R. G. Garetsky

Предисловие

Публикуемый том материалов Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе в 1962 г. состоит из трех разделов, в которых освещаются важнейшие вопросы тектоники Памира и Тянь-Шаня.

В первом разделе помещены статьи о тектонике Памира, его тектоническом районировании, размещении в тектонической структуре гранитоидных интрузий и месте Памира в неотектонической структуре высокой Азии. Эти статьи основаны на большом фактическом материале, собранном в процессе геологических съемок, проводившихся в последние годы, и поэтому будут интересны для всех занимающихся геологией Памира.

Тектоника Памира во многом уникальна, неповторима и еще недостаточно изучена. Этим объясняется то, что главнейшие факты по таким основным проблемам, как возраст метаморфических свит, роль горизонтальных движений и др., оцениваются неодинаково. Интересно отметить, что в самое последнее время появились новые факты, подтверждающие взгляды первых исследователей Памира, придававших большое значение горизонтальным перемещениям. В частности, важнейшее значение в структуре Памиро-Гималайского сектора Азии некоторые авторы придают Памиро-Каракорумскому альпийскому сдвигу, амплитуда которого в Центральном и Юго-Восточном Памире, вероятно, превышает 200 км. Сдвиг пересекает все основные структурно-фациальные зоны складчатого пояса и смещает западные их части к северу относительно восточных. Особое значение для доказательства сдвига имеет наблюдающееся непосредственное «торцовое» сочленение Памира мезозойского возраста с палеозойским поднятием Кунь-Луня без каких-либо фациальных изменений в отложениях мезозой-кайнозоя. Продолжение этих смещенных в послепалеогеновое время зон к востоку от сдвига можно видеть в хребтах Агыла и Локзуна.

В Юго-Восточном Памире установлена серия более мелких, также правобоковых сдвигов, амплитуда перемещений по которым достигает нескольких десятков километров.

С системой Памиро-Каракорумского сдвига генетически и динамически связана серия крупнейших надвигов Памира. В частности, новейшие данные свидетельствуют о том, что в Центральном Памире, например в палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложениях, развита серия пологих чешуй, гигантских лежащих складок и крупных покровов, образующих несколько этажей. В этих районах скучивания масс и сжатия земной коры широко развиты явления гранитизации. Подтверждаются старые представления В. А. Николаева о молодом возрасте развитых здесь метаморфических пород. В частности, появились материалы, свидетельствующие о том, что метаморфические толщи так называемого музкольского комплекса представляют высоко метаморфизованные отложения (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты) перми, триаса, юры, а возможно, и мела.

Во втором разделе книги рассматривается тектоника крупнейших межгорных впадин Азии — Таджикской, Ферганской и др. Статьи этого раздела особенно интересны в связи с тем, что в них широко используются новейшие геофизические данные о глубинном строении впадин и делаются важные выводы о их нефтегазоносности. До последнего времени знания о глубине залегания складчатого фундамента впадин и о его строении были крайне скудными. Публикуемые статьи в значительной мере восполняют этот пробел.

Наконец, в третьем разделе книги рассматриваются проблемы региональной тектоники Тянь-Шаня.

Книга в целом несомненно заинтересует широкие круги геологов, занимающихся изучением Средней Азии.

А. В. Пейве

Тектоника Памира

Схемы тектонического районирования Памира были составлены Д. В. Наливкиным (1936, 1939), А. П. Марковским (1936), В. А. Николаевым (1936), С. И. Клунниковым (1943), П. Д. Виноградовым (1958), И. Е. Губиным (1943) и др. Памир рассматривался в этих схемах как сооружение альпийской складчатости, закончившее геосинклинальное развитие в конце третичного периода (южные дуги Средней Азии). Эта точка зрения нашла свое отображение на Тектонической карте СССР, составленной в масштабе 1:5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского (1957), и позднее на Тектонической карте СССР в масштабе 1:10 000 000, составленной А. А. Богдановым в 1962 г.

Тематические работы по тектонике Памира, проведенные в 1959—1961 гг. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Таджикской ССР, а также систематизация всех имеющихся данных по геологии региона и особенно новых сведений, полученных в последнее десятилетие в результате геологосъемочных и тематических стратиграфических работ, дали возможность авторам составить региональную тектоническую карту Памира, на которой значительно уточнены существующие представления о тектоническом строении Памира и показана разновозрастность структур отдельных его частей.

Тектоническое районирование Памира было проведено с учетом особенностей геосинклинального и послегеосинклинального развития отдельных тектонических зон. В основу общих представлений о развитии геосинклиналей приняты известные положения, развитые в трудах Д. В. Наливкина (1936, 1939), В. А. Николаева (1936), В. В. Белоусова (1954), М. В. Муратова (1949), Н. М. Синицына (1945, 1959), Ю. М. Шейнманна (1959), Т. Н. Спижарского (1959) и др. При этом авторы придерживаются того положения, что геосинклинальный пояс проходит обычно несколько периодов геосинклинального развития. Как правило, каждый геосинклинальный период в пределах всего подвижного пояса заканчивается не одновременно, а затрагивает лишь отдельные его системы или зоны. Последние, завершая свое геосинклинальное развитие, обуславливают возникновение внутри геосинклинального пояса складчатых участков — складчатых систем или зон, которые в дальнейшем претерпевают послегеосинклинальный период развития.

В течение геосинклинального и послегеосинклинального периодов развития выделяется ряд этапов, отличающихся своим режимом и формациями пород. В сопредельных участках геосинклинального пояса наряду с зонами ранней консолидации могут существовать зоны, в которых геосинклинальный режим первого периода наследуется последующим. При этом предыдущий геосинклинальный период не всегда заканчивается

завершенной складчатостью и инверсией тектонического режима. В результате докембрийский геосинклинальный период может продолжаться в палеозойский и в мезозойско-кайнозойский периоды. Послегеосинклинальный режим развития в пределах замкнувшейся зоны может идти по разным направлениям в зависимости от ее положения в геосинклинальном поясе.

Складчатая система, или зона, может проявлять тектоническую пассивность и развиваться в условиях, сходных с платформенными. Отдельные складчатые зоны могут переживать тафрогенный этап, испытывая прогибание, сопровождающееся накоплением молассоидных формаций. И, наконец, складчатые зоны, окруженные со всех сторон геосинклинальными прогибами, могут рассматриваться в качестве срединных массивов. В последующие этапы послегеосинклинального развития складчатые зоны могут испытывать орогеническое развитие, связанное с интенсивным воздыманием территории.

Относительно Памира можно сказать следующее. Территория Памира — составная часть геосинклинального пояса Тетис, в пределах которого отмечается геосинклинальное развитие в течение докембрийского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского периодов.

Границы геосинклинального пояса в докембрийское время нам не ясны. О существовании его мы можем судить лишь по докембрийским геосинклинальным комплексам, которые в пределах Юго-Западного Памира составляют самостоятельную зону древней консолидации, а в пределах Центрального и Северного Памира переработаны движениями, происходившими в палеозойский и мезозойско-кайнозойский периоды развития. Более отчетливо выступают складчатые системы, сформированные в палеозойский и палеозойско-мезозойский периоды геосинклинального развития.

В отношении принципов тектонического районирования авторы статьи придерживаются того положения, что тектонические единицы разного порядка соответственно должны выделяться по различным признакам. Наиболее крупной единицей зональности для региональных тектонических карт складчатых областей является складчатый пояс. Последний представляет собой разновозрастное складчатое сооружение, которому соответствует ряд мегантиклинорий и мегасинклинорий. Складчатый пояс по специфике развития геосинклиналей разделяется на складчатые системы. В структурном отношении им могут соответствовать мегантиклинории и мегасинклинории.

Под складчатой системой понимается часть складчатого пояса, в пределах которой последний геосинклинальный период развития закончился более или менее одновременно. Соответственно выделение складчатых систем производится по возрасту завершающей складчатости.

В пределах складчатых систем могут быть выделены более мелкие единицы — складчатые зоны, а в пределах последних — подзоны. В основу выделения складчатых (тектонических) зон положены следующие признаки: время завершения последнего периода геосинклинального развития; длительность и особенности послекембрийского геосинклинального периода развития; преобладающая тенденция вертикального движения в послегеосинклинальный период развития. Для выделения тектонических зон по указанным признакам достаточно одного из них, чтобы участки складчатых систем отличались один от другого.

Анализ материала по геологии Памира показывает, что более дробное районирование на тектонические подзоны может практически проводиться с учетом особенностей, возникших внутри тектонических зон в течение последнего геосинклинального и послегеосинклинального периодов развития. В основу выделения тектонических подзон кладутся раз-

личия в стратиграфическом разрезе и структуре, что отражает особенности их истории развития.

В пределах Памира по возрасту завершающей складчатости выделяются две складчатые системы: Кунь-Луньская и Каракорумская. Первая из них является южной ветвью палеозойской геосинклинали, претерпевшей замыкание и переход в складчатое сооружение в конце палеозоя. Вторая образовалась на месте верхнепалеозойско-мезозойской геосинклинали, унаследованной в северной своей части с нижнего палеозоя, а в южной — развившейся на докембрийском складчатом основании.

Граница, разделяющая указанные разновозрастные складчатые системы, проходит внутри Памира по Акбайталскому краевому (глубинному) разлому, простирающемуся широко от устья р. Ванч через зону Акбайталских чешуй и Ранкульскую котловину до границы с КНР. К позднепалеозойской складчатой системе Кунь-Луния относится зона Северного Памира, геосинклинальный режим которой закончился в конце перми — начале триаса, а послегеосинклинальный начался примерно с юрского времени. Это подтверждается структурно-формационными ярусами и связанными с ними магматическими образованиями.

Набор формаций палеозойского геосинклинального комплекса и проявление магматизма свидетельствуют об эволюционной завершенности геосинклинального режима развития зоны к концу палеозоя. В разрезе геосинклинального комплекса, начиная с кембрия, развиты глинисто-карбонатная формация, охватывающая отложения от кембрия до конца девона; терригенно-вулканогенная (спилито-кератофировая) формация, формировавшаяся в течение нижнего карбона, и терригенно-вулканогенно-карбонатная формация — в пределах одних подзон и флишеидная формация в пределах других, формировавшиеся в течение среднего карбона и перми, и терригенная пестроцветная (молассоидная) формация, относящаяся по возрасту к концу верхней перми — началу триаса (?).

В основании палеозойского геосинклинального комплекса находится метаморфическая толща, предположительно протерозойского возраста (боршитская свита), которая отнесена к образованиям незавершенной докембрийской геосинклинальной складчатости, переработанным в палеозойский геосинклинальный период. Интрузивный магматизм проявился в основном в конце раннего (C_1), в конце среднего и завершающего этапов (C_2 — P_2) и выражен внедрением различных гранитоидов.

Уже в ранний этап развития геосинклинали намечается дифференциация тектонического режима и деление ее на отдельные подзоны: Калайхумб-Сауксайскую, Дарваз-Сарыкольскую и Ишибулакскую. В верхнем палеозое обособляется Каракульская подзона. Подобное деление геосинклинального прогиба на подзоны сохраняется в средний и завершающий этапы развития. Результатом специфичности геосинклинального режима в пределах подзон явилось различие их стратиграфических разрезов и структуры.

В структурном отношении Северный Памир представляет собой мегантиклинорий, образующий в плане дугу, обращенную выпуклой стороной к северу. В его пределах выделяются Калай-Хумб-Сауксайский, Дарваз-Сарыкольский и Ишибулакский антиклинории и Каракульский синклинорий. Характерными особенностями структуры Северного Памира являются запрокидывание и надвигание структур Калайхумб-Сауксайского антиклинория к северу и западу на мезозойско-кайнозойские образования Памиро-Алайской зоны. В южной половине Северного Памира, наоборот, структуры Дарваз-Сарыкольского и Ишибулакского антиклинориев опрокинуты на юг и надвинуты на мезозойско-кайнозойские, а местами протерозойские образования зоны Центрального Памира. С севера герцинские образования Северного Памира контактируют

по краевому Северо-Памирскому (Каракульскому, по И. Е. Губину) разлому с мезозойско-кайнозойскими образованиями Памиро-Алайского наложенного послегеосинклинального прогиба. Южной границей Северного Памира служит Акбайтальский краевой разлом.

Границами подзон являются краевые разломы второго порядка. Послелегосинклинальный период развития зоны Северного Памира, продолжавшийся в течение мезозоя и кайнозоя, распадается на два основных этапа. Первый из них, охватывающий юрское и мел-палеогеновое время, характеризуется платформенным режимом развития, в течение которого шло формирование лагунно-континентальных пестроцветных образований. Последние полого, с резким угловым несогласием залегают на палеозойских породах.

Второй этап, начавшийся в конце палеогена и продолжающийся по настоящее время, характеризуется орогеническим режимом, приведшим к огромному воздыманию зоны, горообразованию и отложению грубо-обломочных молассоидов в Памиро-Алайском предгорном прогибе.

Мезозойско-кайнозойская складчатая система Каракорума включает три тектонические зоны: Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Границами между ними являются краевые, длительно формировавшиеся разломы.

Центральный Памир построен мощным геосинклинальным комплексом пород, включающим отложения от протерозоя до палеогена. Докембрийский геосинклинальный период развития зоны выражен мощным терригенно-карбонатным, сильно метаморфизованным комплексом пород, составляющим образование докембрийской незавершенной складчатости. Интрузивный магматизм представлен внедрением небольших согласных тел гранито- и аплитогнейсов.

Палеозойский геосинклинальный период развития также не был завершен и продолжался до палеогена. В целом он представлен следующим набором структурно-формационных ярусов. Отложения кембрия, силура и девона образуют глинисто-карбонатную формацию, отражающую начальный этап развития геосинклинали (Сп — D). В течение карбона и перми происходит образование терригенно-вулканогенной формации пород, отражающей ранний этап (С—Р₁?) геосинклинального развития зоны. Триасовые и юрские, возможно, нижнемеловые отложения характеризуют средний и завершающий этапы развития геосинклинали, образуя глинисто-карбонатную (юрское время) и флишoidную (триас) формации. В конечную и переходную стадии развития геосинклинали происходит формирование во внутренних локальных прогибах и вдоль краевых разломов пестроцветной терригенно-вулканогенной формации, куда относятся отложения верхнего мела и палеогена (Сг₂ — Рg).

Главная масса гранитоидных интрузий внедрилась в позднеюрское-нижнемеловое время, т. е. после завершения среднего этапа развития геосинклинального прогиба.

В конечную стадию развития геосинклинали внедряются малые интрузии гранитоидов, прорывающие отложения палеогена.

Начиная с ранних этапов (С—Р?), в зоне Центрального Памира отмечается дифференциация геосинклинального режима, обусловленная образованием внутренних поднятий: Ванч-Язгулемского и Музкол-Раикульского. К северу и югу от этих поднятий развивались внутренние прогибы: Ванчский, Акбайтальский и Сарезско-Пшартский. Начиная с триаса, образуется Язгулемский прогиб. В дальнейшем прогибы развиваются как структурно-фациальные или тектонические подзоны, граничащие между собой по краевым разломам второго порядка.

В структурном отношении Центральный Памир представляет складчато-глыбовое сооружение, имеющее, как и Северный Памир, дугооб-

разное очертание. В его пределах выделены Ванч-Язгулемский и Музкол-Рангульский необращенные антиклинории, Сарезско-Пшартский обращенный антиклинорий, Язгулемский необращенный синклинорий и приразломные складчато-чешуйчатые синклинорные структуры Ванчская и Акбайтальская. Послегеосинклинальный период развития зоны начался в конце палеогена и характеризовался вступлением ее в орогенический этап.

Юго-Восточный Памир ограничен на севере от Центрального Памира докембрийским Рушанско-Пшартским краевым разломом. Построен он сравнительно маломощным геосинклинальным комплексом пород, включающим отложения примерно с карбона до палеогена. Заложение геосинклинального прогиба Юго-Восточного Памира произошло на докембрийском складчатом основании, отчленившимся в верхнем палеозое по Гунт-Аличурскому краевому разлому от докембрийской складчатой зоны, занимавшей южную половину Памира.

В строении геосинклинального комплекса пород выделяются следующие формации пород: терригенно-вулканогенная, охватывающая отложения от карбона до конца триаса; глинисто-карбонатная, включающая отложения юрского и, возможно, нижнемелового возраста; пестроцветная терригенно-вулканогенная, предположительно верхнемелового и палеогенового возраста. Общая мощность пород всего геосинклинального комплекса составляет около 5—7 км.

Отмеченные выше формации пород отделены одна от другой региональными несогласиями и образуют структурные ярусы. В начальный и средний этапы геосинклинального режима зоны отмечается ее дифференциация, обусловленная образованием внутренних прогибов и поднятий, которые в процессе развития меняли знак своего движения. В конечном итоге последние обусловили образование в пределах зоны структурно-фациальных или тектонических подзон, таких как Рушанская, Пшартская, Мургабская, Тахтамышская, Истыкская, Базардаринская и Аличур-Гурумдинская. Границами между ними служат в основном краевые разломы второго порядка; некоторые из этих разломов зажились в верхнем палеозое, другие в мезозое.

В структурном отношении Юго-Восточный Памир образует мегасинклинорий, построенный складчатыми структурами второго порядка. В пределах зоны выделяются Рушанский, Базардаринский, Пшартский и Тахтамышский антиклинории, а также Мургабский, Истыкский и Аличур-Гурумдинский синклинорий. Послегеосинклинальный период развития зоны начался в конце палеогена и характеризовался вступлением ее в орогенический этап.

Юго-Западный Памир ограничен с севера Гунтско-Аличурским, а с юга Южно-Памирским краевыми разломами, которые возникли в верхнем палеозое. В строении Юго-Западного Памира участвует комплекс метаморфических геосинклинальных пород мощностью до 15 000 м. Это различные гнейсы, мигматиты с подчиненным количеством мраморов. Они возникли за счет сильного регионального метаморфизма мощной терригенной формации.

На основании целого ряда данных мы отстаиваем точку зрения об архейско-протерозойском возрасте метаморфических пород. Послегеосинклинальный комплекс представлен предположительно верхнепалеозойско-триасовыми отложениями, маломощными известняками юры и молассами палеогена.

Тектоническая структура Юго-Западного Памира характеризуется сочетанием простых и пологих крупных складок, измеряемых километрами, и специфических мелких складок волочения, течения, плейчатости, зон бластомилонитов, катаклазитов. Крупными структурами второго порядка являются Абхарвская, Ваханская и Южно-Аличурская антикли-

нали и Шахдаринская синклиналь. Они являются наложенными складчатостями структурами, образованными воздействием на кристаллический массив киммерийских тектонических движений.

Магматизм Каракорумской складчатой системы включает образования, возникшие в течение докембрийского геосинклинального периода, и магматические породы, образовавшиеся в течение палеозойско-мезозойского, т. е. второго геосинклинального периода. Докембрийский магматический комплекс характеризуется относительно узким распространением лейкократовых плагио-гнейсогранитов, гранодиоритов и очень широким развитием мигматитов.

Второй, палеозойско-мезозойский геосинклинальный комплекс включает несколько возрастных групп, отнесение которых к разным этапам развития системы сделано с учетом больших различий в ходе развития ее частей. Так, к начальным и ранним этапам развития Центрального Памира относятся слабые эффузивные проявления в силуре, к начальному этапу развития Юго-Восточного Памира — эффузивы нижней и верхней перми. Наиболее мощный интрузивный магматизм характеризует этап замыкания геосинклинали, совпадающий для большей части территории Каракорумской системы с концом юры — началом мела.

Этап, знаменующий переход системы от геосинклинального развития к стадии складчатой системы, отмечен образованием приразломных эффузивов и внедрением малых гранитоидных интрузий. Мезозойский интрузивный магматизм оказал сильнейшее влияние на срединный массив Юго-Западного Памира, обусловив возникновение молодых мигматитов и внедрение гранитов.

Главная закономерность развития Кунь-Луньско-Каракорумской геосинклинали после докембрия заключается в миграции геосинклинальных условий на юг.

В конце докембрийского периода в результате завершающих движений в пределах Памира образуются две зоны: южная, превратившаяся в складчатую зону, и северная, не претерпевшая завершения геосинклинального развития (во всяком случае в протерозое и нижнем палеозое она прогибалась).

Конец палеозойского геосинклинального периода характеризуется возникновением на Памире, кроме ранее существовавшей докембрийской, еще палеозойской складчатой зоны (геосинклинальные условия существуют южнее Акбайтальского краевого разлома).

Конец мезозойского геосинклинального развития ознаменован завершением образования складчатых зон Центрального и Юго-Восточного Памира. С конца палеогена весь Памир представляет единую консолидированную складчатую область, вступившую в этап орогенического развития. По представлениям авторов, только в этот этап, начавшийся примерно с олигоцена, вся территория Памира, несмотря на разновозрастный состав его структур, может быть включена в единый орогенический «активизированный» пояс, значительной частью которого является ороген Тетис.

До орогенического этапа лишь южная часть Памира входила в пояс альпийской геосинклинальной складчатости Тетис. Территория Памира, расположенная севернее Акбайтальского краевого разлома, относится к поясу палеозойской геосинклинальной складчатости.

Л и т е р а т у р а

- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. — Ученые записки Ленингр. ун-та, 1959, № 268, серия геол., вып. 10.
Бархатов Б. П. Принципы тектонического районирования Памира. — Вестник Ленингр. ун-та, 1961, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
Бархатов Б. П., Мельник Г. Г. Нижний палеозой Памира и Дарваза. — Докл. АН СССР, 1961, 136, № 2.

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Кузнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Беляевский Н. А. История тектонического развития центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий.— В кн.: Труды Совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.
- Виноградов П. Д. Памир (очерк).— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Виноградов П. Д., Марковский А. П. Объяснительная записка к геологической карте листа J-43 (Памир). Масштаб 1 : 1 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Клунников С. И. Основные вопросы тектоники Памира.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Крестников В. И. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, 1959, № 4.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Ученые записки Тадж. ун-та, 1956, 12, труды факультета естеств. наук, вып. 2.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре.— Ученые записки Тадж. ун-та, 1958, 17, труды факультета естеств. наук, вып. 3.
- Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая.— В кн.: Труды Таджикской комплексной экспедиции, 1932, вып. 2.
- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Наливкин Д. В. Тектоника Памира.— В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 2. 1937. М., ОНТИ, 1939.
- Николаев В. А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 8, № 3.
- Резвой Д. П. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 4.
- Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Синицын В. М. О геологической границе кузньдуньских и тяньшанских структур в Памиро-Алайском сближении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 2.
- Синицын В. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).— Ученые записки Ленингр. ун-та, серия геол. 1959, № 268, вып. 10.
- Спжарский Т. Н. Тектоническое районирование территории СССР для тектонической карты. Масштаб 1 : 2 500 000. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1959.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского, 1956. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Труды ВСЕГЕИ — I, геол., вып. 49, Магадан, 1959.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948. (Зап. Всес. геогр. об-ва, т. 3).

Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира

В первых схемах районирования Памира, предложенных и разработанных Д. В. Наливкиным, А. П. Марковским, В. А. Николаевым и П. Д. Виноградовым, разбираемая в настоящем сообщении территория рассматривалась в качестве единой геоструктурной единицы и именовалась «Центральной зоной».

Разделение «Центральной зоны» в первоначальном понимании на собственно Центральный и Юго-Восточный Памир было произведено И. Е. Губиным (1943 г.).

Наши шестилетние работы по стратиграфии в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира убедили нас в правильности этой схемы. Вместе с тем мы считаем, что противопоставление И. Е. Губиным Центрального Памира как альпийского сооружения киммерийскому Юго-Восточному Памиру является неправильным, поэтому автор решил, что и Центральный и Юго-Восточный Памир являются одновозрастными мезозойскими сооружениями. Геосинклинальный этап развития этих территорий закончился более или менее одновременно полной инверсией тектонического режима в нижнем мелу. Начиная с этого момента они проходят качественно новый период развития. Он характеризуется накоплением мощных молассоидных формаций межгорных и внутригорных прогибов и депрессий. В составе этого комплекса, помимо палеогеновых отложений, мы рассматриваем и верхнемеловые рудистовые известняки, залегающие на всех более древних образованиях резко несогласно. Геологическая позиция этих известняков в Центральном Памире точно такая, как в южной части Северного Памира (Кызыл Джиик) или, скажем, в Центральном Таджикистане. Они составляют послегеосинклинальный чехол и не могут приниматься во внимание при определении возраста складчатого сооружения.

Последний, следовательно, должен быть определен как доверхнемеловой, точнее позднелюрско-раннемеловой. На это время и падает главная фаза складчатости в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира. Развитые здесь мощные красноцветные осадочно-вулканогенные образования палеогена, местами смятые в крутые глубокие складки, не противоречат этому заключению, а, напротив, подтверждают его. Ведь ни у кого не вызывает, например, сомнения каледонский возраст Северного Тянь-Шаня, хотя там и широко развит девонско-каменноугольный послегеосинклинальный чехол, прорванный местами даже интрузиями.

Нам представляется, следовательно, что в формационном смысле девонско-каменноугольные образования Северного Тянь-Шаня и поздне-

меловые — палеогеновые отложения Центрального и Юго-Восточного Памира — суть одно и то же.

Вопрос о том, что Центральный и Юго-Восточный Памир являются киммерийскими (мезозойскими) сооружениями, не новый. Он ставился так или иначе и ранее, однако в последнее время эта проблема приобрела для нас особо актуальное значение в связи с установлением на Центральном Памире трансгрессивного залегания верхнемеловых известняков на более древних породах. Оказалось, что они более тесно связаны с палеогеновыми эффузивно-красноцветными образованиями, нежели с нижележащими толщами, как это считали ранее. Эти факты и заставили нас поставить вопрос о доверхнемеловом возрасте складчатого сооружения Центрального Памира.

В свете этих данных отпала необходимость противопоставлять Центральный Памир «как альпийское сооружение» киммерийскому Юго-Восточному Памиру. И тот и другой, несомненно, являются одновозрастными мезозойскими складчатыми сооружениями.

После высказанных общих замечаний о возрасте Центрального и Юго-Восточного Памира перейдем к рассмотрению объема геологического строения и зональности указанных территорий в соответствии с темой статьи.

Под Центральным Памиром ныне понимается территория, расположенная между Северным и Юго-Восточным Памиром, в нее входят хребты Ванчский, Язгулемский и Музкольский. Сюда же относится ряд обособленных горных массивов, расположенных восточнее долины р. Акбайтал, на продолжении Музкольского хребта, а также северо-западные склоны Рушанского хребта. Современными границами ее служат на севере Ванч-Акбайтальский, на юге — Рушанско-Пшартский надвиги (рис. 1).

В строении Центрального Памира принимают участие в различной степени метаморфизованные отложения предположительно допалеозоя, всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Допалеозойские отложения обнажаются двумя крупными массивами в северной части описываемого района. Западный массив именуется Ванчским, восточный — Музкольским. В строении их участвуют регионально метаморфизованные породы: гранулиты, гнейсы, кристаллические сланцы, песчаники, кварциты, мраморы, кварцевые кератофиры и диабазовые порфиры. Общая мощность отложений оценивается в 3,5—6 км. Органические остатки в них не найдены, со всеми более молодыми отложениями они имеют тектонические взаимоотношения.

Нижне-среднепалеозойские (докаменноугольные) образования представлены относительно слабо метаморфизованными отложениями. Они нигде не образуют единого непрерывного разреза, обнажаясь отдельными частями в зонах разломов. Удельный вес их в общем объеме геологических формаций, определяющих современное лицо Центрального Памира, невелик. В строении их участвуют главным образом известняки, иногда рифогенные, реже доломиты. В осадках ордовика и нижнего силура присутствуют песчано-сланцевые отложения. Примерная мощность всех нижне-среднепалеозойских отложений насчитывает 3 км.

Следующий комплекс отложений составляют нижне-среднекаменноугольные осадки. В большинстве районов Центрального Памира они представлены песчаниками, сланцами и эффузивами сарезской толщи.

Мощность последней более одного километра. В зоне акбайтальских чешуй одновозрастные отложения представлены маломощными известняками. Взаимоотношения их с сарезской толщей не ясны.

На сарезской толще трансгрессивно с базальными конгломератами в основании лежит комплекс пермских и мезозойских пород. В пределах рассматриваемой территории они пользуются наибольшим распространением, определяя геологическое строение Центрального Памира. Пермские, а также ниже- и среднетриасовые слои представлены преимущественно известняками, местами рифогенными, мергелями и доломитами. Верхний триас — средняя юра сложены мощной терригенной толщей, а верхняя юра — известняками. Нижний мел представлен флишовой красноцветной толщей. Мощность всего комплекса достигает 3,5 км.

Юрскими отложениями заканчивается разрез геосинклинальных формаций Центрального Памира. Выше следует послейинверсионная формация. В строении ее принимают участие континентальные красноцветные отложения предположительно палеогенового возраста, представленные различного рода конгломератами, песчаниками и сланцами. В отдельных участках существенную роль в строении этой части разреза играют вулканогенные породы. Основание комплекса в большинстве случаев составляют рудистовые известняки верхнего мела. Максимальная мощность верхнемеловых — палеогеновых отложений не превышает 2 км. Неогеновые образования в пределах Центрального Памира пока не установлены.

Таким образом, общая максимальная мощность всех дочетвертичных отложений, принимающих участие в строении Центрального Памира, равна 15,5 км. В этой гигантской колонке отчетливо фиксируются только два несогласия, приуроченные к кровле каменноугольной сарезской толщи и к подошве верхнемеловых рудистовых известняков. Последнее отделяет доинверсионные формации от послейинверсионных, разграничивая два структурных этажа.

Помимо этих регионально прослеженных несогласий, предполагаются перерывы в осадконакоплении с возможным размывом на границе докембрийских и палеозойских отложений и в поздней перми.

В послейинверсионной части разреза размыв местами с частичным, либо даже полным уничтожением рудистовых известняков наблюдается в основании палеогеновых отложений. В этих случаях они с резкими угловыми несогласиями залегают непосредственно на всех более древних породах, создавая ложное впечатление о самостоятельности палеогенового структурного яруса.

Интрузивные образования в пределах Центрального Памира пользуются относительно нешироким распространением. Они представлены многофазным комплексом гранитоидов предположительно мел-палеогенового возраста.

Территория Юго-Восточного Памира включает хребты Рушанский, Северо-Аличурский (Базардаринский), Пшартский, восточные части Ваханского и Южно-Аличурского хребтов, а также их юго-восточные продолжения вплоть до границы с КНР. Северной границей Юго-Восточного Памира является Рушанско-Пшартский надвиг. Южная граница этой части Памира не ясна, юго-западная — условно проводится по северной и северо-восточной периферии распространения кристаллических толщ Юго-Западного Памира.

В строении территории Юго-Восточного Памира принимают участие верхнепалеозойские, триас-юрские и палеогеновые образования. Доверхнепалеозойские отложения здесь не установлены.

Известная часть разреза начинается отложениями нижней перми, представленной толщей песчаников, сланцев, алевролитов, туфов, эффузивов и конгломератов, мощностью более тысячи метров. Затем следует преимущественно известняково-кремнистая толща, накопленная за отрезок геологического времени от верхов нижней перми до карнийского и местами даже середины норийского яруса включительно. Мощность этой

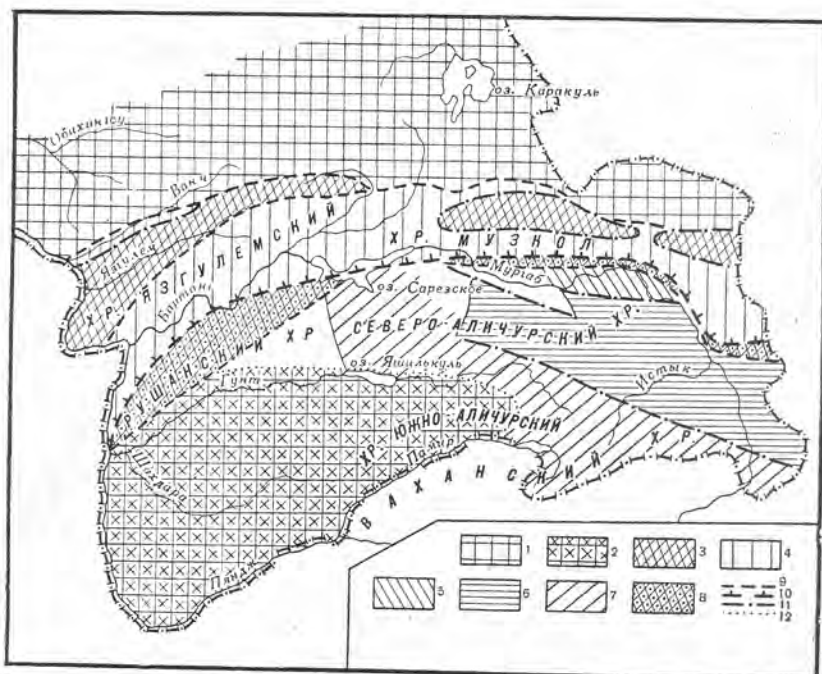


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Центрального и Юго-Восточного Памира для юрского времени

1 — Северный Памир; 2 — Юго-Западный Памир, Центральный Памир (подзоны); 3 — Ванч-Музкольская, 4 — Бартанг-Пшартская. Юго-Восточный Памир (подзоны): 5 — Мынхаджирская, 6 — Истыкская; 7 — Гурумдинская; 8 — Рушанско-Пшартская; 9 — Ванч-Акбайтальский разлом; 10 — Рушанско-Пшартский надвиг; 11 — границы подзон; 12 — условная граница распространения кристаллических толщ Юго-Западного Памира

толщи в различных частях территории Юго-Восточного Памира различна. В осевой части она достигает максимума (до 1000 м), к периферии мощность ее закономерно уменьшается, падая до нескольких десятков метров.

Известняково-кремнистая часть разреза сменяется затем песчаниками и сланцами норийско-рэтского возраста. Мощность их в осевой части зоны едва достигает 200—300 м, тогда как на периферии увеличивается до 800 и даже 1000 м.

Перечисленные пермо-триасовые отложения трансгрессивно, с резкими угловыми несогласиями и базальными конгломератами в основании покрываются юрскими. Мощность последних 700—1200 м.

В строении юрского разреза главное место принадлежит известнякам, местами рифогенным. Характерной особенностью юрского трансгрессивного покрова Юго-Восточного Памира является то, что он начинается и кончается на различных участках разными стратиграфическими горизонтами. Юрскими отложениями заканчиваются геосинклинальные формации Юго-Восточного Памира.

Выше следует послейинверсионная формация континентальных отложений межгорных и внутригорных прогибов и депрессий. К ней мы относим предположительно палеогеновые вулканогенные и красноцветные песчано-конгломератовые образования Кызыл-Рабата, Бахмал-Джилги, Куртеке, Караулдын-Далы, Кастанат-Джилги, перевала Штам и др. Мощность их 150—1000 м.

Общая максимальная мощность отложений зоны Юго-Восточного Памира едва ли достигает 5000 м. Дважды в разрезе фиксируются угловые несогласия: в основании юрского трансгрессивного покрова и перед накоплением палеогеновых континентальных толщ.

Интрузивные образования в пределах Юго-Восточного Памира развиты широко и представлены несколькими комплексами гранитоидов, внедрение которых произошло в основном по периферии зоны. Возраст главной массы гранитоидов оценивается как позднеюрско-раннемеловой, однако присутствуют и более древние и более молодые, предположительно палеогеновые интрузии (Кызыл-Рабат, Дун-Кельдык, Бахмал-Джилга).

Как выяснилось, территории Центрального и Юго-Восточного Памира неоднородны и расчленяются на целый ряд участков, прошедших индивидуальную историю геологического развития, что нашло отражение прежде всего в разрезах. Эти участки земной коры мы называем подзонами. Указанные территории нередко отличаются между собой характером магматизма, структурами, металлогенией и т. д., но характер разреза, его полнота, мощности и фации остаются главными признаками, по которым только и можно, на наш взгляд, проводить обоснованное районирование территории на зоны, подзоны, участки и т. д.

Изучая разрез, можно выяснить все отличия в направлении геологического развития сравниваемых территорий. Разрез, если он правильно понят, представляет собой тот единственный, наиболее полный документ, изучая который, можно в деталях восстановить картину прошлого.

Мы полностью отдаем себе отчет в том, что разрез и его особенности — следствие тектонических движений. Познавать эти движения прошлого, восстанавливать их направление, масштабы, интенсивность и т. д. можно сегодня только на основании тщательного изучения разрезов. Выявляя типы разрезов и устанавливая площади их развития, мы выявляем тем самым исторически развивавшиеся конседиментационные структуры — прогибы, поднятия; вскрываем сущность тектонических процессов прошлого. В этом, собственно, и состоит метод структурно-фациального районирования. Именно поэтому в качестве главного признака (критерия номер один) во всех тектонических построениях, касающихся структурно-фациального районирования той или иной территории, нами выдвигается различие в разрезах. Разрез дает возможность говорить и об общности и единой направленности геологического развития за весь, либо за ограниченный период геологического развития той или иной территории.

В основу выделения подзон положен принцип выявления первичных конседиментационных структур с обязательным учетом времени их существования и развития. При этом имеется в виду, что та или иная конседиментационная структура существует не вечно, а в определенные моменты геологической истории, в которые она зарождается, живет, развивается и затем отмирает. Конседиментационные структуры последующих генераций в плане могут и часто действительно не совпадают с предыдущими. Это обстоятельство заставляет строить ряд палеотектонических схем районирования подобно тому, как мы строим обычно серию палеогеографических схем, последовательно восстанавливая обстановку минувших эпох. Иначе говоря, автор пришел к выводу о необходимости поэтапного районирования.

В истории геологического развития Центрального Памира четко намечаются четыре этапа: допалеозойский, нижне-среднепалеозойский (докаменноугольный), каменноугольно-нижнемеловой и посленижнемеловой. Третий этап можно разбить на подэтапы.

Таким образом, следуя нашим принципам, для территории Центрального Памира надо было бы строить, по крайней мере, четыре схемы зо-

нальности. Одну для отложений допалеозойского возраста, другую для нижне-, среднепалеозойского, третью для каменноугольно-нижнемелового и, наконец, четвертую для позднемелового-палеогенового. Это строго соответствовало бы четырем естественноисторическим этапам развития данного региона.

Однако у нас нет достаточных материалов для выявления зональности в протерозойско-нижне-среднепалеозойское время. Более того, имеющиеся факты скорее говорят о том, что в это время вообще не было резкой дифференциации территории Центрального Памира. Разрезы отложений этого возраста, за редким исключением, всюду имеют однотипное строение, обнаруживая поразительное сходство. Выявлению зональности в допалеозойское время мешает, кроме того, значительная степень метаморфизма отложений этого возраста, что, возможно, скрывает имевшуюся неоднородность строения.

Нижне-, среднепалеозойские отложения слабо метаморфизованы, однако встречаются они в современном эрозионном срезе редко, да и то только в зонах разломов. При этом разрезы их всюду однотипны. Более или менее обоснованно мы можем строить зональность для третьего этапа развития Центрального Памира. Это был последний и главный этап геосинклинальной стадии развития рассматриваемой территории. Он характеризовался большей дифференциацией движений, чем предыдущие два. В этот этап наметились и стали развиваться две качественно противоположные структуры — Ванч-Музкольское поднятие и Бартанг-Пшартский прогиб, предопределившие весь последующий ход геологической жизни этой страны, ее современную структуру и зональность.

Территории этих первичных структур мы и рассматриваем ныне в качестве самостоятельных структурно-фациальных подзон. Границами подзон в современной структуре служат надвиги. Как нам кажется, Ванч-Музкольское поднятие, однако, не сразу стало выступать именно как поднятие. В доюрское время оно вело себя как зона малых и нулевых мощностей. Территории же, окружавшие его со всех сторон, испытывали интенсивнейшее прогибание, компенсируемое накоплением осадков. Лишь с юры Ванч-Музкольское поднятие начинает влиять на осадконакопление. Оно отчетливо фиксируется различием фаций этого возраста по обе стороны от него.

Продукты разрушения слагающих поднятие пород в виде галек в конгломератах мы начинаем встречать только в нижне-, среднеюрских отложениях. Ни в каменноугольных (сарезская толща), ни в пермских и триасовых отложениях, не считая верхов рэтских слоев, до сих пор никому не удалось зафиксировать инородную гальку, либо еще какие признаки, прямо или косвенно указывающие на существование интенсивно воздымающегося и разрушающегося морфологического поднятия на месте нынешней Ванч-Музкольской подзоны.

Особенно активно Ванч-Музкольское поднятие повело себя в послееюрское время, совпавшее с моментом инверсии тектонической жизни страны. Фаза складчатости, положившая конец геосинклинальному периоду развития территории Центрального Памира, вместе с тем дала толчок к еще более резкому дифференцированному движению различных участков ее. Этому, вероятно, способствовало внедрение магматических масс в осевую часть зоны, пространственно совпадающей с Ванч-Музкольским поднятием.

Бартанг-Пшартский прогиб, как уже говорилось, зародился одновременно с Ванч-Музкольским поднятием, оконтуривая его со всех сторон, заходя языками или образуя проливы, разделяющие поднятие на отдельные массивы. В частности, существовали Кокуйбельсу-Танымасский и Джолбурулюкский проливы. На большей части территории Бартанг-Пшартского прогиба в доюрское время существовали однотипные

условия осадконакопления. Образовались многосотметровая сарезская толща и маломощные калакташская и джилгакульская известняково-мергелисто-эффузивные свиты карбона — среднего триаса, накопилась мощная толща песчаников и сланцев верхнего триаса.

Лишь в районе Южно-Рангульских чешуй в раннем — среднем триасе происходило накопление многосотметровых рифогенных известняков. В этом состоит главное отличие этого участка от всей остальной территории Бартанг-Пшартского прогиба.

В юре уже наметилась другая картина. Под действием ли древнекимерийских движений в соседнем Юго-Восточном Памире, либо еще по каким причинам Ванч-Музкольское поднятие активизировалось и стало интенсивно размываться. Это нашло отражение в погрубении материала, накапливавшегося в прилежащих к поднятию районах Бартанг-Пшартского прогиба. Особенно отчетливо это фиксируется в разрезе отложений нижней и средней юры южного склона Музкольского хребта.

Вся огромнейшая территория Бартанг-Пшартского прогиба в юре расчленяется на участки, каждый из которых характеризуется несколько особым режимом осадконакопления. Современная степень изученности юрских отложений Бартанг-Пшартской подзоны позволяет наметить для этого времени три участка: Кокуйбельсуйский, куда входит вся водораздельная часть Язгулемского хребта, водораздельное пространство рек Кокуйбельсу — Танымас и район Акбайтальских чешуй, Пшартский (Южно-Музкольский), пространственно совпадающий ныне с южным склоном Музкольского хребта восточнее долины р. Джан-Каинды, и вся южная часть Рангульского района, и Бартангский участок.

Резкой границы между всеми перечисленными участками, судя по постепенной смене характера разрезов от пункта к пункту, не существовало.

В поздней юре — раннем мелу произошла инверсия тектонической жизни Центрального Памира, в результате чего Бартанг-Пшартский прогиб испытал обращение. На месте его возникли структуры, крупнейшими из которых являются Сарезская антиклиналь и Язгулемская синклинали; по южному склону Музкольского хребта наметилась Южно-Музкольская антиклиналь и др.

Ванч-Музкольское поднятие с момента своего зарождения стало развиваться в виде группы антиклиналей. В современной структуре наиболее отчетливо выступают Шатпутская, Сарымуллинская, Белеулинская, Акбайтальская, Ванчская и другие антиклинали.

Позднемеловая — палеогеновая зональность Центрального Памира нам недостаточно ясна. Исходя из современного распределения осадков этого возраста, можно предположить, что она в какой-то степени наследовала каменноугольно-триас-юрскую зональность, т. е. осадконакопление вновь происходило в пределах Бартанг-Пшартской подзоны. Ванч-Музкольская подзона продолжала интенсивно развиваться в качестве поднятия. Для этого времени можно наметить ряд участков, характеризующихся своим режимом осадконакопления: Бартангский, Язгулемский, Пшартский.

Территория Юго-Восточного Памира развивалась иначе. Для нее характерны свои закономерности. В истории ее геологического развития намечаются три этапа: пермо-триасовый, юрский и послепермский. Каждый из этих этапов характеризовался свойственной только ему зональностью территории.

Основной закономерностью в развитии территории Юго-Восточного Памира в пермо-триасовое время был подковообразно изогнутый прогиб вокруг осевого поднятия, замыкавшегося на меридиане р. Южная Боз-Тере (рис. 2). Это поднятие именуется Акташским. В его пределах в поздней перми и особенно в карнийское и частью норийское время позд-

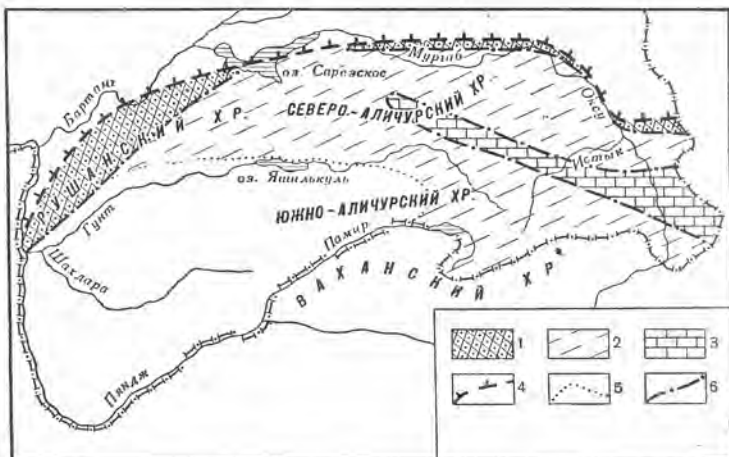


Рис. 2. Схема структурно-фациального районирования Юго-Восточного Памира для пермо-триасового времени

Подзоны: 1 — Рушанско-Пшартская; 2 — Ваханско-Базардаринская; 3 — Акташская; 4 — Рушанско-Пшартский надвиг; 5 — условная граница распространения кристаллических толщ Юго-Западного Памира; 6 — границы подзон

него триаса шло интенсивнейшее накопление рифовых известняков. Мощность последних местами достигает нескольких сот метров (до 800—900 м). Длина поднятия только в пределах СССР достигает 150 км. при максимальной ширине в 15—20 км.

Вокруг поднятия существовал некомпенсированный прогиб, называемый Ваханско-Базардаринским. Он объединяет территории, выделенные нами ранее (совместно с Э. Я. Левенем) в Промежуточную и Окраинную подзоны. В пределах этого прогиба одновозрастные отложения представлены осадками в несколько раз меньшей мощности, преимущественно известняками и кремнистыми сланцами. В верхах пермского разреза местами присутствуют туфогенные породы.

Во время формирования песчано-сланцевой истыкской свиты верхнего триаса соотношения в мощностях между осевой и периферийной частями Юго-Восточного Памира были как раз обратными тем, какие наблюдались в период накопления известняков. В это время минимальная мощность 200 м была приурочена к Акташскому поднятию, а максимальная — к Ваханско-Базардаринскому прогибу (800—1000 м).

Условно в пределах Юго-Восточного Памира для пермо-триасового времени мы склонны выделять также и Рушанско-Пшартскую подзону, геологическое строение и разрез которой еще недостаточно изучены. Имеющиеся данные позволяют лишь утверждать, что в ее строении принимают участие преимущественно верхнепалеозойско-раннемезозойские отложения, представленные многосотметровыми толщами песчаников и сланцев, эффузивами диабазового состава, их туфами и туфоконгломератами. Подчиненное значение имеют мраморизованные известняки. Общая мощность осадков этой подзоны насчитывает 3,5—4 км.

Выходы отложений подзоны обнажаются тремя разобшенными массивами вдоль Рушанско-Пшартского разлома (к югу от него), фиксируя северную оконечность зоны Юго-Восточного Памира. Западный массив именуется Рушанским, центральный — Пшартским и, наконец, восточный — Дункельдыкским. Некогда все три массива представляли собой несомненно одно целое. Современная же их разобшенность — результат новейшей тектоники. Вполне возможно, что в этом процессе не последняя роль принадлежала Рушанско-Пшартскому надвику, по плоскости которого были срезаны соединительные звенья.

В качестве предварительного предположения можно высказать мысль, что в палеоструктурном отношении территория Рушанско-Пшартской подзоны выступала в качестве поднятия уже начиная, по крайней мере, с юры. Это было поднятие, которое разделило Центральный и Юго-Восточный Памир на два самостоятельных геосинклинальных прогиба. С ним были связаны, вероятно, и наиболее древние гранитоидные интрузии в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира. Этими интрузиями были скорее всего гранитоиды джизевско-хиджисского типа.

В позднем триасе либо в самом начале юры на территории Юго-Восточного Памира проявилась древнекимерийская фаза складчатости. В результате были нарушены пермо-триасовые закономерности расположения структурно-фациальных подзон.

Для юрского времени отчетливо намечаются четыре подзоны: Гурумдинская, Истыкская, Мынхаджирская и Рушанско-Пшартская (см. рис. 1). При этом территория Рушанско-Пшартской подзоны в течение всего юрского времени оставалась в качестве поднятия, остальные три подзоны в различные отрезки юрской истории испытывали прогибание и служили областями накопления осадков.

Мынхаджирская и Гурумдинская подзоны обладают примерно одинаковой стратиграфической полнотой разреза. Осадконакопление в них началось в лейасе и закончилось приблизительно в раннем, либо среднем келловее. В Истыкской подзоне осадконакопление началось не одновременно по всей ее территории. В ряде пунктов оно начинается с тоара, в большинстве районов с байоса, а заканчивается в кимеридже. Режим осадконакопления, характеризующий Истыкскую подзону в рассматриваемое время, во многом сходен с режимом осадконакопления Акташской подзоны, территорию которой Истыкская подзона частично наследовала. Здесь так же, как и там, широкое развитие получил процесс рифообразования в байосе, келловее и оксфорде. Иначе говоря, по-прежнему эта осевая часть зоны Юго-Восточного Памира являлась поднятием по отношению к развивавшимся на ее склонах Гурумдинском и Мынхаджирском прогибах. В прогибах накапливались нормальные осадочные толщи, а в пределах поднятия шло формирование рифовых известняков.

Отсутствие в современном эрозионном срезе переходов отложений одних типов разрезов в другие не дает возможности сделать какие-либо определенные выводы относительно характера границ подзон. По-видимому, эти границы были достаточно резкие. Несомненно одно: границы юрских подзон не совпадали с пермо-триасовыми (см. рис. 1, 2). Это значит, что если границами подзон в нашем случае являлись тектонические нарушения в фундаменте структуры Юго-Восточного Памира, время их существования ограничивалось одним этапом развития, и фаза складчатости, завершившая этот цикл, залечивала их. Новый этап осадконакопления сопровождался, таким образом, заложением границ несколько иного плана, а может быть, и иного характера. Одним словом, мы должны признать миграцию границ в пространстве и во времени.

Начиная с среднего либо даже с позднего келловее, периферийные части Юго-Восточного Памира, территориально соответствующие Гурумдинской и Мынхаджирской подзонам, начинают подниматься, предвещая начало инверсии. Море сохраняется только в осевой части зоны. В кимеридже море покидает и эту часть Юго-Восточного Памира.

Послеюрская зональность Юго-Восточного Памира характеризуется существованием нескольких наложенных прогибов, в которых в палеогене и частью, может быть, еще в мелу происходило формирование красноцветных и эффузивных толщ континентального происхождения. В ча-

стности, несомненно существование Кызылрабатского, Кызылджилгинского, Бахмалджилгинского и других прогибов.

В заключение отметим, что ранее, по данным В. П. Ренгартена, считалось, что, помимо предъюрской (древнекиммерийской) фазы складчатости на Юго-Восточном Памире, имели место по крайней мере две крупные внутриюрские фазы: Истыкская — предбайосская и восточно-памирская — предтитонская (внутриверхнеюрская). На самом деле, как это теперь выяснили В. И. Дронов и Т. Ф. Андреева, признаков проявления ни первой, ни второй фаз складчатости на Юго-Восточном Памире нет. Юрские отложения, как уже говорилось выше, всюду представлены здесь одним структурным комплексом.

Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности)

Введение

Своеобразие геологического строения Памира определяется положением его в структуре Центральной Азии, а именно на продолжении складчатых систем Кунь-Луня и Каракорума, в первой из которых цикл активного развития, выразившийся в накоплении мощных толщ геосинклинальных осадков и внедрении гранитов, протекал в палеозое, а во втором — в мезозое (Синицын, 1959). Соприкосновение на Памире этих разновозрастных складчатых сооружений обусловило его гетерогенность, а внутреннее геологическое развитие каждого сооружения породило зональность.

Вопросам зональности Памира (структурно-фациальной и тектонической) посвящен ряд работ (Наливкин, 1936; Николаев, 1936; Марковский, 1936; Вялов, 1943; Губин, 1943, 1960; Кухтиков, 1956; Бархатов, 1959, 1962; Наливкин, Виноградов, 1959). Принципы, положенные этими исследователями в основу районирования, зачастую резко отличались, и получение более или менее однозначных результатов свидетельствует о том, что на Памире объективно существует по крайней мере четыре зоны: Заалайского хребта, Северного Памира, Центрального Памира, Юго-Западного Памира. Юго-Восточный Памир выделяется в настоящее время в качестве самостоятельной зоны (приоритет в этом принадлежит И. Е. Губину). В предыдущих работах он рассматривался в составе Центрального Памира. Последними работами, главным образом В. И. Дронова и Э. Я. Левена (Дронов, Левен, 1961), доказана самостоятельность зоны Юго-Восточного Памира и показана его более дробная зональность.

Границы между зонами проводятся по краевым (глубинным) разломам (Кухтиков, 1956). Границей между структурами Кунь-Луня и Каракорума в пределах Памира служит Главная тектоническая линия Памира, выделенная впервые В. А. Николаевым, а затем специально исследованная М. С. Дюфуrom (1961).

По Б. П. Бархатову, зона Заалайского хребта характеризуется развитием мезозойско-кайнозойских отложений послегеосинклинального этапа развития депрессионного типа и разделяет системы сложных складчатых поднятий Алая-Гиссара и Памира-Дарваза. Н. А. Беляевский (1956) называет эту зону Предпамирским межгорным прогибом.

Зона Северного Памира сложена в основном палеозойскими геосинклинальными отложениями и входит в состав складчатой системы Кунь-Луня.

Зона Центрального Памира наиболее неоднородна, включает отложения от фаунистически охарактеризованного кембрия, впервые обна-

руженного в 1961 г. В. И. Дроновым в бассейне р. Восточный Пшарт, до палеогена.

Зона Юго-Восточного Памира представляет собой крупную конседиментационную структуру, построенную отложениями перми и мезозой-кайнозоя (Дронов, Левен, 1961).

Зона Юго-Западного Памира, по Б. П. Бархатову, представляет собой срединный массив. Он сложен метаморфическими породами условно докембрийского возраста.

Три последние зоны входят в складчатую систему Каракорума.

Представляется весьма важным рассмотрение тектонического размещения гранитоидных интрузий Памира, ибо, как показали многочисленные исследования отечественных и зарубежных геологов, эпохами гранитоидного магматизма подчеркиваются важные рубежи в развитии подвижных поясов. Из этого вытекает необходимость изучения гранитоидного магматизма для получения ясных представлений об истории конкретных подвижных поясов.

Первые представления о характере гранитоидного магматизма Памира были сформулированы Д. В. Наливкиным, А. П. Марковским, В. А. Николаевым, В. И. Поповым, П. П. Чуенко, Г. Л. Юдиным и другими геологами Таджикско-Памирской экспедиции. Позже существенно новые данные были получены Н. К. Морозенко, Б. П. Бархатовым, В. А. Маслениковым, Н. А. Хоревым и М. Х. Хамидовым. Специальному рассмотрению тектонического размещения гранитоидных интрузий были посвящены работы В. А. Николаева, В. И. Попова, Н. К. Морозенко, а в последнее время — Б. П. Бархатова (главным образом по материалам других исследователей).

С 1956 г. изучением гранитоидов занимались тематические партии Памирской экспедиции Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Таджикской ССР. В процессе этих исследований были получены принципиально новые данные, опубликованные в ряде статей (Буданов, 1961; Буданов и др., 1959, 1960^{1,2}, 1961; Волков, 1959, 1961).

На современном этапе изучения на Памире выделено несколько разновозрастных групп гранитоидов, показанных в таблице¹. К рассмотрению тектонического размещения выделенных групп гранитоидов мы и переходим ниже.

Размещение гранитоидных массивов в региональных структурах

В этом разделе будет показано размещение гранитоидных массивов в региональных структурах Памира, к которым относятся складчатые сооружения, являющиеся продолжением структур Кунь-Луня и Каракорума. Главнейшие особенности размещения гранитоидных интрузий в региональных структурах показаны на схематической карте (см. карту)².

¹ Здесь приводится вариант В. И. Буданова и др. (1961), исправленный в соответствии с полученными новыми данными В. Н. Волкова (1961). Пшартские граниты рассматриваются в составе гранитоидов башгумбезского типа, хотя в них обнаружены аналоги джизевских гранитов. Последние условно относятся к нижней юре (предельная фаза складчатости), так как прорываются умеренно-кислыми гранитоидами.

Гранитоиды Центрального Памира относятся в возрастном отношении к верхнему мел-палеогену, хотя вопрос об их возрасте может оказаться сложнее в связи с обнаружением в зоне предверхнемеловой фазы складчатости (Дронов, 1962), Шатпутский массив рассматривается в составе гранитоидов верхнего мел-палеогена, так как выявились его отличия от Памирско-Шугнанского массива, а Хиджисский соответственно в составе гранитоидов джизевского типа.

² На карте нанесены элементы тектоники и разновозрастные гранитоидные массивы. В зоне Центрального Памира не нанесены подзоны, связанные с главной тектонической линией Памира, а также Бартанг-Танымасская подзона (мезозойско-кайнозойский прогиб).

Группы гранитоидов Памира

Возраст	Региональный структурный элемент	Массив	Форма и размер массивов и их положение в локальных структурах	Отношение к тектоническим движениям	Петрографический состав	Контактные породы	Жильные производные	Эндемичная металлогения
С ₁ —Р _g	Центральный Памир, Ванч-Язгулемская и Бартанг-Танямасская подзоны	Кумачдаринский, Ванч-Гумасский, Джамакский, Верхне-Язгулемский, массивы Язгулемского комплекса, Шатпутский	Пластообразные тела, трещинные плутоны, асимметричные штоки площадью от 15 до 200 км ² в ядрах и крыльях складок, зачастую с жестким контролем разрывными нарушениями	Преимущественно послескладчатые, одновременные с глыбовыми подвижками	Многофазные массивы: габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, разнообразие граптообразные граппакиви, граносениты	Роговики: окварцованные, хлоритизированные, альбитизированные, микроклинизированные и скарнированные породы	Граниты, пегматиты, аплиты, кварцевые жилы, альбитифириты, порфиры, порфириты, лампрофиды, микрогаббро	Си, Fe, Мо, W
	Юго-Восточный и Юго-Западный Памир, преимущественно межформационные участки. Образование депрессии Юго-Восточного Памира; стыв зон Центрального и Юго-Восточного Памира, имеющей характер крупнейшего разрывного нарушения; периферические зоны Юго-Западного Памира	Памирско-Шаганский, Яшлькульский, Хорогский, Патхурский	Пластообразные тела. Периклинальные плутоны, батолитические массы площадью от 120 до 2040 км ² в ядрах и крыльях складок и межформационных промезжках	Одновременные со складчатостью и глыбовыми подвижками	Преимущественно двуслюдистые и биотитовые граниты	Инъекционно-метасоматические мигматиты и скарны	Аплиты и пегматиты	
J—C ₁		Хуфский, Уртабзуский, Вангумбеский, Баджударинский, Дункельдыкский, Раумидский, Девлекский, Пшаргский, Рушанский	Асимметричные штокообразные и пластообразные тела площадью от 80 до 140 км ² в крупных разрывных нарушениях и сопряжениях таких нарушений	Одновременные с глыбовыми подвижками	Порфировидные граниты и гравидиориты	Инъекционные мигматиты	Аплиты, пегматиты, кварцевые жилы, грейзены, лампрофиды	Мо, W, Sn
		Южно-Дебастинский, Лянгарский, Койтекский, Аличурский, Ваханский, Забдаринский, Акбердашский	Пластообразные тела и батолитические массы площадью от 60 до 660 км ² в ядрах синклинальных складок и разрывных нарушений	Одновременные со складчатостью	Диориты, кварцевые диориты, моноклиниты, эдмеллиты, гранодиориты, плагиограниты	Инъекционные мигматиты и скарны	Микродиориты, диабазы, граниты, лампрофиды, гранитофиды, порфириты	Fe, Zr, Pb, Ag

J ₁	Юго-Восточный Памир, Рушанская подзона	Джизевский, Дебастинский, Хиджестинский, часть Пшартский	Зоны размерами до 80 × 2 и 25 × 1 км с интенсивным полевошпатово-кварцевым метасоматозом в разрывных нарушениях	Одновременные с глыбовыми подвижками	Порфиробластические гранито-гнейсы, тецевые и очковые мигматиты	Мо
P ₂ -T	Северный Памир, Каракульская и Дарваз-Сарыкольская подзоны	Караджилгин-7ский, Уртабузский, Южно- и Восточно-Каракульский, Акджилгинский, Федченко	Шокообразные и трещинные плутоны, баголиты, этюлиты, гарполиты площадью от 100 до 840 км ² в ядрах и крыльях складок, с жестким контролем разрывными нарушениями	Позднесплавленные	Диориты, кварцевые диориты, монцитониты, гранодиориты, разнообразные граниты	Fe, Cu
C ₃	Северный Памир, Калай-Хумб-Сауксайская подзона	Обихумбуоский, Сугранский, Мазарский, Муксуйский, Маркансуйский	Антиклинальные плутоны площадью от 100 до 500 км ² (за исключением мелких тел)	Одновременные со складчатостью	Диориты, кварцевые диориты, плагиогнограниты, граниты, пильменные граниты	Fe, Al, Pb, Zn, Cu, Ag
P ₂	Северный Памир, Курговатская антиклиналь	Курговатский, ледников Мазарского и Гармо	Антиклинальные плутоны площадью от 7 до 50 км ²	После складчатый процесс метасоматических преобразований	Гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, плагиограниты	Mo, Pb, Zn, Ag, Cu
P ₃ ст	Юго-Западный Памир	Мелкие тела в пределах всех свит метаморфической серии	Пластообразные, линзовидные тела, будинаж-плутоны, мелкие антиклинальные плутоны	Доскладчатые и одновременные со складчатостью	Плагиомигматиты, микроклиновые мигматиты, кварцолиты, биотитовые и роговообманковые очковые гнейсы	—

Складчатая система Кунь-Луня в пределах Памира характеризуется исключительно палеозойскими гранитоидами¹, в то время как складчатая система Каракорума содержит только мезозойско-кайнозойские гранитоиды, за исключением группы условно докембрийских гранитоидов зоны Юго-Западного Памира. Эта простая и очевидная закономерность подчеркивает палеозойскую природу Северного Памира и мезозойско-кайнозойскую складчатой системы Каракорума. Она представляется важной в связи с недавними попытками М. В. Муратова и И. В. Архипова (Муратов, Архипов, 1961) отнести зону Северного Памира к области мезозойской складчатости. Б. А. Петрушевский (1961) также ошибочно относит к зоне Северного Памира мезозойско-кайнозойские интрузии р. Ванч.

Таким образом, намечается два широких пояса гранитоидных интрузий — палеозойский и мезозойско-кайнозойский, выдерживающиеся также, судя по работам Н. А. Беляевского, на территории Кунь-Луня и Каракорума. Кроме того, существует еще более дробная поясность, намеченная В. А. Николаевым и позже описанная Н. К. Морозенко. В нашей схеме поясность принципиально иная в связи с новыми представлениями о возрасте гранитоидов (Буданов и др., 1961).

В зоне Северного Памира поясность находится в связи с расположением подзон. Так, каменноугольные гранитоиды располагаются в Калай-Хумб-Сауксайской подзоне, на месте которой в карбоне образовалось внутригеосинклинальное поднятие, пронизанное гранитоидными интрузиями. Но внедрение карбоновых гранитоидов не приостановило геосинклинального развития, так как эта область вновь была вовлечена в погружение и в ней накапливались карбонатные и вулканогенные породы, интродуцированные гранитоидами в связи с замыканием геосинклинали в пермско-триасовое время. Эти последние по возрасту гранитоиды располагаются в пределах Каракульской и Дарваз-Сарыкольской подзон.

В начале палеозоя в зоне Северного Памира существовало еще одно внутригеосинклинальное поднятие, в современном виде представленное Курговатской антиклиналью, прорванной гранитоидами. Возраст их — условно нижнепалеозойский, но, согласно В. Н. Волкову (1959), в них проходили метасоматические процессы, закончившиеся в верхнем палеозое, а возможно, и позже. Эти данные находятся в соответствии с выделением этой структуры в самостоятельную Курговатскую подзону (Бархатов, 1959); в новейшей схеме Б. П. Бархатова (1962) эта подзона объединена в одну с Калайхумб-Сауксайской.

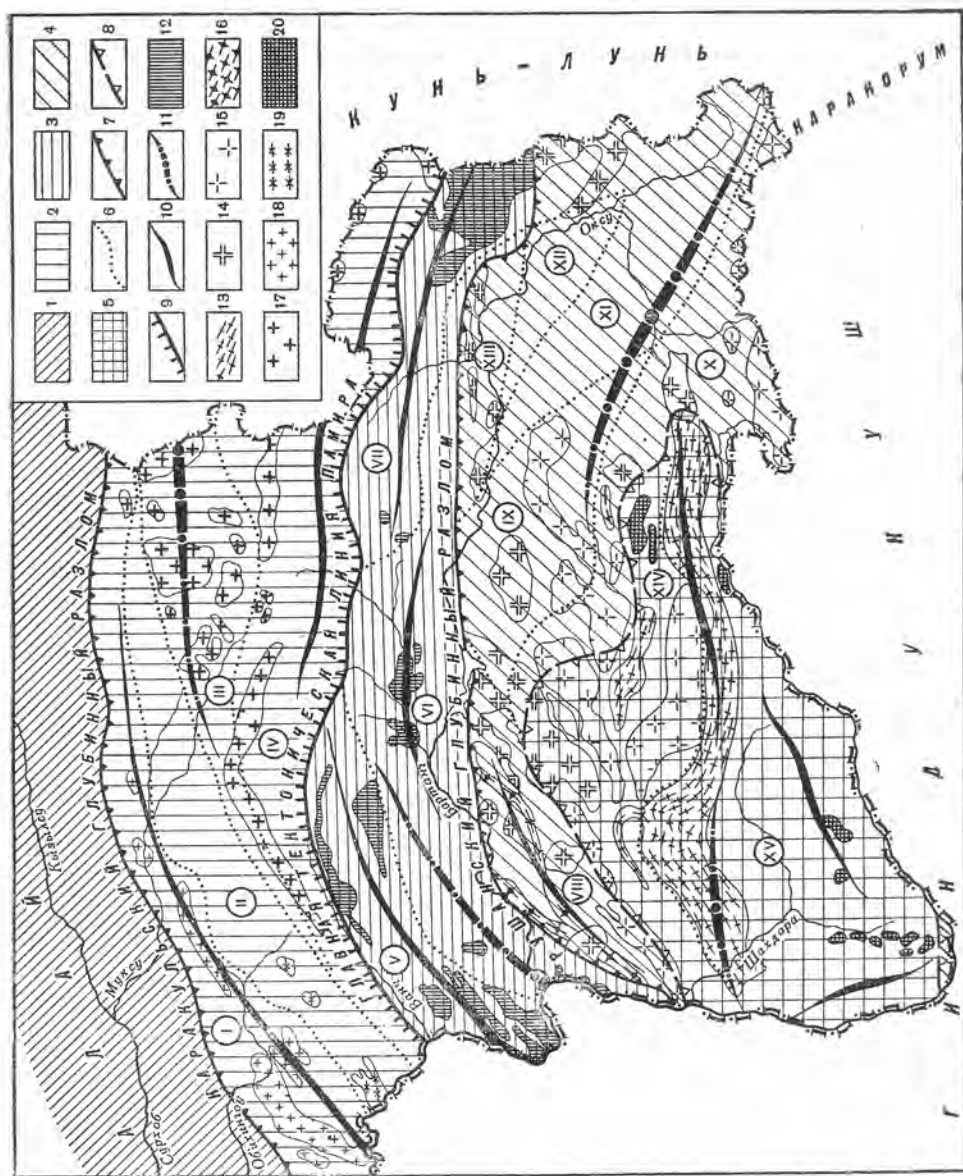
В складчатой системе Каракорума поясность находится в связи с расположением зон, в то время, как подзоны, ясно выделяющиеся по прочим признакам, не обладают специфическим гранитоидным магматизмом².

Так, зона Центрального Памира содержит мел-палеогеновые гранитоиды, а зоны Юго-Восточного и Юго-Западного Памира — юрско-меловые. Последние делятся на три формации (комплекса): 1) аличурскую — умеренно-кислых гранитоидов; 2) башгумбезскую — преимущественно гиганто-порфировых гранитов и 3) памирско-шугнанскую — ультракислых гранитов. Размещение этих групп гранитоидов не подчиняется расположению подзон.

Подмечены определенные закономерности размещения гранитоидов внутри зон и подзон разновозрастной складчатости. Так, в зоне Центрального Памира подавляющее большинство гранитоидных интрузий

¹ Строго говоря, гранитоиды Каракуля являются мезозойскими, так как, вероятно, в возрастном отношении захватывают триас, но относятся к палеозойскому тектономагматическому циклу, развитие которого «затянулось» до триаса.

² В этом отношении специфична только Рушанская подзона, в которой выделяются условно нижнеюрские гранитоиды, отсутствующие в других подзонах Юго-Восточного Памира.



Схематическая карта тектонического размещения гранитоидных интрузий Памира

Элементы тектоники (по Б. П. Бархатову):
 I — Памиро-Куль-Лунийский передовой прогиб; 2 — зона Северного Памира с подзонами: I — Калай-Хумб-Сауксайской, II — Курговатской, III — Каракульской, IV — Дарваз-Саркольской; 3 — зона Центрального Памира с подзонами: V — Ванч-Ягулской; VI — Сареско-Шаргской; VII — Муакол-Рангульской; 4 — зона Юго-Восточного Памира с подзонами: VIII — Русанской; IX — Базардинской; X — Турумдинской; XI — Истикской; XII — Тохтамышской; XIII — Шаргской; XIV — Мургабской; 5 — зона Юго-Западного Памира с подзонами: XV — Гунтской и XVI — Ваханской; 6 — граница подзон; 7 — границы зон; 8 — условная граница зоны Юго-Западного Памира; 9 — граница сооружений Куль-Луния и Каракурма; 10 — антиклиналь; 11 — синклинали. Гранитоиды: 12 — Сг₂ — Рг; 13 — I₃ — Сг₄ (памирско-шугнанский тип); 14 — I₄ — Сг₁ (башмужбеский тип); 15 — I₄ — Сг₁ (аличурский тип); 16 — I₄?; 17 — Р₂ — Т; 18 — С₂; 19 — Р₂?; 20 — РСм?

располагается в жестких глыбах поднятий (Ванч-Язгулемская и Музкол-Рангульская подзоны), обрамляющих мезозойско-кайнозойскую депрессию (Бартанг-Танымасскую подзону). Аналогичное явление наблюдается и в зоне Юго-Восточного Памира, большинство интрузий которой внедрилось по периферии синклинория, где расположились поднятия, сложенные преимущественно пермскими отложениями и являющиеся областями, вероятно, несколько более ранней консолидации.

Особенно ярко выражено предпочтительное внедрение гранитоидных интрузий в пределах жестких глыб в зоне Юго-Западного Памира, вся периферия которой сложена гранитоидами, внедрившимися в связи с замыканием геосинклинали Юго-Восточного Памира в нижнем мелу (каракорумская фаза складчатости).

Таким образом, характернейшей чертой главным образом мезозойско-кайнозойских гранитоидов является их предпочтительное внедрение в жестких глыбах, испытывавших поднятия и обрамляющих геосинклинальные депрессии к моменту их замыкания, т. е. в участках, относительно стабильных.

Внутри таких глыб размещение гранитоидов подчиняется расположению межформационных промежутков и зон разрывных нарушений. Например, многофазный Ванч-Гумасский массив формировался в длительно развивавшейся зоне разрывных нарушений, что наложило свой отпечаток на форму и состав массива. Это доказывается, очевидно, трещинной формой массива, многофазностью, обусловленной импульсивными подъемами магмы в условиях контаминации, и нормальными и протокластическими структурами в гранитоидах, что свидетельствует о чередовании относительно активных и пассивных периодов в существовании зоны разрывных нарушений. Необходимо только не путать эти зоны с разломами, выраженными в современной структуре.

Примером внедрения в межформационный промежуток (в широком смысле) может считаться Памирско-Шугнанский массив, имеющий пластообразную форму. В его подошве и кровле породы метаморфизованы неодинаково. Мнения о характере этого межформационного промежутка разделились. По В. П. Булину, он является полостью регионального надвига, а по другим данным, — пространством между фундаментом и верхним структурным ярусом зоны Юго-Западного Памира. Этот ярус, возможно, является вместилищем гранитоидов аличурского типа.

Для палеозойских интрузий зоны Северного Памира и в меньшей мере для мезозойско-кайнозойских интрузий складчатой системы Каракорума свойственно также размещение в эластичных комплексах прогибов. Ярким примером таких интрузий могут служить интрузии Каракульской подзоны, являющейся синклинорной по отношению к смежным структурным элементам Северного Памира. Как выяснилось (Буданов и др., 1960₂), гранитоидные интрузии располагаются здесь не только в ядрах антиклинальных складок, но занимают иногда и ядра синклинальных, как, например, Кара-Джилгинский массив, располагающийся в ядре Каракульской синклинали.

Кроме того, как и при внедрении в глыбы, гранитоидные массивы используют межформационные промежутки. Например, на меридиане ледника Федченко гранитоидный массив Федченко (P₂ — T) представляет собой гарполитоподобное тело, в южном эндоконтакте которого располагаются метаморфические породы дарваз-сарыкольского комплекса (карбон), а в северном — отложения перми.

Таким образом, здесь, если не полностью, то частично, использован межформационный промежуток.

Как и в глыбах, в эластичных комплексах прогибов гранитоидными интрузиями используются зоны разрывных нарушений или по крайней мере зоны повышенной трещиноватости. Весьма показательными в этом

отношении являются те же интрузии Каракульской подзоны. Благодаря приуроченности к трещинам эти интрузии располагаются кулисообразно. Одна из кулис находится в восточной части массива ледника Федченко; следующая к востоку отворачивает от основного северо-восточного направления в бассейне р. Балянд-Киик и приурочена к массивам пика Фрунзе, Ак-Джилгинскому и Уртабузскому (не считая мелких тел по рекам Зулум-Арту и Кокуй-Бельсу); третья, неясно выраженная кулиса, представлена Кара-Джилгинским и Восточно-Каракульским массивами. Такое расположение гранитоидных интрузий заслуживает пристального внимания, так как здесь возможна связь их с двумя основными направлениями линейментов Памира (северо-восточным и северо-западным) или с явлениями сдвига, приводящими к скалыванию блоков, ослабленные зоны между которыми заполнялись гранитоидным материалом. Конечно, эти зоны нельзя отождествлять с разломами в современной структуре.

Наконец, необходимо особо выделить случай внедрения интрузий в ослабленные зоны, отграничивающие поднятия от смежных прогибов. Такой способ внедрения характерен для гранитоидов башгумбеского типа, внедрившихся по периферии синклинория Юго-Восточного Памира в пространственной связи с разрывными нарушениями, отграничивающими Юго-Восточный Памир от Юго-Западного и Центрального, а также от периферических поднятий в самой зоне Юго-Восточного Памира.

Форма гранитоидных массивов и их размещение в локальных структурах

Не меньший интерес представляет размещение гранитоидных массивов в локальных, более мелких структурах, находящихся во взаимозависимости с формой массивов.

Преобладают следующие формы гранитоидных массивов: пластообразные согласные и несогласные массивы; трещинные крутопадающие массивы; штокообразные тела в поднятиях, в эластичных комплексах прогибов и в разрывных нарушениях; батолитические массы неясной формы.

Примером пластообразного тела может служить огромный Памирско-Шугнанский массив. Его форма трактовалась В. А. Николаевым как антиклинал-плутон, В. А. Масленников считал его наклонным межформационным телом, а Б. П. Бархатов — наклонным внутриформационным. В то же самое время для западной части массива отмечался синклинальный характер залегания.

В настоящее время геологами Памирской экспедиции Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Таджикской ССР выяснено, что Памирско-Шугнанский массив представляет собой грандиозное пластообразное тело сравнительно небольшой мощности, которое участвует в строении антиклинальной складки на востоке и синклинальной на западе. В связи с этим погружающаяся восточная часть его производит ложное впечатление антиклинал-плутона, так как эрозия не дошла до подошвы массива. Западная же по своей структуре содержит фрагменты кровли и поэтому является более перспективной для поисков полезных ископаемых, связанных с пегматитами, так как последние образуются в останцах кровли.

Выше уже приводился пример крутопадающего трещинного массива, каким является Ванч-Гумасский массив.

Из штокообразных массивов наиболее интересны Джамакский, Уртабузский и Кумачдаринский. Первый из них является примером штокообразного массива, располагающегося в пределах жесткого поднятия.

Он является секущим по отношению ко всем структурам, исключая позднеальпийские пологопадающие надвиги. Таким образом, он послескладчатый. Все это согласуется с присутствием в массиве рапакиви. Последние в пределах платформ также связаны с периодом, когда пластические деформации уже закончились и возникли флексуобразные расколы, по которым поднимается основная магма, приводящая позже к образованию рапакиви. В отличие от рапакиви платформ рапакиви Памира и, вероятно, других подвижных поясов генетически связаны с кислыми или умеренно-кислыми магмами.

Уртабузский массив порфировидных гранитов башгумбезского типа может быть приведен в качестве примера штокообразного тела, располагающегося в полости разрывного нарушения, разграничивающего зоны Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Активное существование этого нарушения уже после внедрения гранитов подчеркивается развитием в последних зон катаклаза и милонитизации. Уртабузский массив обладает асимметрией, влияющей на распределение в нем различных гранитоидов (Буданов и др., 1960₂).

Кумачдаринский штокообразный массив интересен тем, что он располагается в эластичном комплексе прогиба и прорывает ядро синклинальной складки.

Батолитические массы неопределенных очертаний гораздо чаще встречаются на Памире, чем классические батолиты, распространяющиеся на глубину (сквозные). В естественном срезе можно наблюдать признаки батолитов в Восточно-Каракульском, Ваханском и некоторых других массивах, но нет никакой уверенности в том, что это действительно сквозные тела.

Исследование формы гранитоидных интрузий озера Каракуля (Буданов и др., 1960₂) показало, что большинство из них представляют инъецированные, а не сквозные тела, сужающиеся на глубину иногда до степени этмолитов (Уртабузский массив). В связи с этим неправдоподобным выглядит соединение всех массивов Каракуля в единый батолит, как это полагал К. Н. Паффенгольц (1934).

Таким образом, форма массивов зачастую определяется положением в локальных структурах. Соответственно по форме массива можно судить о локальной структуре, в которой он расположен. Форма массива находится, естественно, в тесной связи с распределением гранитоидного вещества в самом массиве, в частности, она определяет размещение разновозрастных фаз, жильных производных и локализацию таких процессов, как автометаморфизм и др.

Размещение гранитоидов как отражение их гетерогенности

На Памире, как и в других районах, гранитоиды являются гетерогенными образованиями. Гетерогенность также влияет на пространственное размещение гранитоидов прямым или косвенным образом. Например, карбоновые гранитоиды Северного Памира генетически связаны с спилито-кератофировой формацией, представляя собой продукт дифференциации существенно натровых магм. Это пример гранитоидов габбро-плагиогранитовой или существенно плагиогранитовой формации, в данном случае преобладают гранофиры или письменные граниты существенно натрового состава. В соответствии с относительно спокойными условиями дифференциации в больших массах магмы эти гранитоиды остаются неинтродуцированными и образуют на месте плутоны и линзы в антиклинальных структурах. При относительной тонкости чехла рыхлых отложений и гранитного слоя в зарождающихся геосинклиналях гранитоиды, конечно, генетически связаны с базальтовой магмой.

К моменту замыкания геосинклиналей накапливается значительная толща осадков, погружение которых в области палингенеза приводит к генерации гранитной магмы. Первые погоны такой магмы будут иметь эвтектический состав. Инверсия приводит к воздыманию, к образованию еще более мощной сиалической коры, к ее консолидации и последующему растрескиванию. Естественно, что гранитоидные магмы устремляются в области пониженного давления.

Действительно, почти все существенно калиевые гранитоиды Памира интродуцированы в верхние структурные этажи. Преобладание в них калия над натрием обязано также аутометасоматическим преобразованиям, совершающимся в процессе интрузии и после застывания массивов. Метасоматические гранитоиды располагаются в куполовидных складках, либо в зонах дробления и милонитизации.

Примером метасоматических гранитоидов могут служить очковые гнейсы Юго-Западного Памира (Буданов, 1961) и гранитоиды Курговатского массива (Волков, 1959). Первые образовались в небольших антиклинальных складках, в которых возникли зоны повышенной трещиноватости в шарнирах, и тем самым облегчили метасоматоз. Курговатские гранитоиды возникли в результате наложенного калиевого метасоматоза существенно натровых гранитоидов. Этот процесс также был приурочен к ядру антиклинальной складки.

Вполне естественно также образование метасоматических гранитоидов в зонах дробления и милонитизации (имеются в виду, наклонные или горизонтальные протяженные зоны). Примером таких гранитоидов могут служить порфиробластические гранитоиды Джизевского массива.

Пространственная сопряженность гранитоидных интрузий с основными и ультраосновными интрузиями

На Памире часто наблюдается пространственная сопряженность гранитоидных интрузий с основными и ультраосновными интрузиями. Например, можно указать на сопряженность очковых гнейсов восточной части Памирского хребта с будинаж-плутонами основных и ультраосновных пород (Буданов, 1961). Известна тесная пространственная связь гранитоидов массива ледника Федченко с основными и ультраосновными интрузиями. Особенно ясна эта связь в районах правобережья р. Ванч. В районах р. Балянд-Кник тесно ассоциируют гранитоидные и основные интрузии, то же наблюдается в верхнемеловом-палеогеновом комплексе рек Ванча и Язгулема.

Таким образом, гранитоидные интрузии зачастую группируются вблизи зон глубоких расколов сиала, которые ранее послужили путями для проникновения симических магм, затем облегчили интрузии сиалических магм и во многих случаях — последующие процессы аутометаморфизма. Наконец, по этим же участкам позже прошли дайковые пояса.

Вопросы возраста интрузий

На Памире крайне сложно определять возрасты гранитоидных интрузий как традиционными геологическими методами, так и методами абсолютной геохронологии. Гранитоиды формируются в воздымающихся, претерпевших складчатость блоках земной коры или совпадают по возрасту с этой складчатостью. При размыве этих блоков и образовании красноцветных континентальных отложений в последние попадает галька главным образом из кровли интрузивных массивов, в то время как до самих гранитоидов эрозия не доходит. Мы знаем, например, что дифференцированные движения в зоне Северного Памира начались в верхней перми, когда уже существовали гранитоиды, но в образовавшихся

конгломератах галька этих гранитоидов отсутствует, а наблюдается галька каменноугольных гранитоидов.

В свою очередь галька гранитоидов каракульского типа появляется только в конгломератах позднего мезозоя-кайнозоя. Галька гранитоидов памирско-шугнанского типа появляется только в конгломератах палеогена. Такое «отставание» продуктов размыта гранитоидных интрузий затрудняет их датировку или дает только весьма широкие, неопределенные пределы возраста.

Цифры абсолютного возраста для некоторых районов резко не согласуются с геологическими фактами. Здесь необходимо предостеречь от буквального понимания абсолютного возраста. В каждом конкретном случае нужно твердо знать возраст «чего» мы получили. Так, например, некоторые цифры абсолютного возраста для пород зоны Юго-Западного Памира не старше неогена, в то время как в хорошо охарактеризованных спорами олигоценовых конгломератах уже содержится галька гранитоидов и метаморфических пород. Установлено, что такое резкое уменьшение цифр абсолютного возраста свойственно зонам широкого развития регионального метаморфизма высоких степеней.

Вероятно, после внедрения интрузий и регионального метаморфизма происходят разнообразные процессы, связанные с последующими эпохами тектонической активности и приводящие к потере радиогенного аргона и занижению действительного их возраста. В некоторых случаях мы несомненно получаем возраст активизации, возраст орогенического воздымания блоков земной коры, задолго до этого претерпевших геосинклинальное развитие, складчатость и внедрение интрузий.

Заключение

Основные выводы можно сформулировать следующим образом.

Распределение разновозрастных гранитоидов Памира подчиняется расположению зон разновозрастной складчатости, свидетельствуя о их связи со складкообразованием в каждой отдельной зоне, а не о подчинении каким-то планетарным закономерностям (Кузнецов, 1960). Несомненно также влияние на интрузии каких-то глобальных и космических сил. Но в настоящее время признание такого влияния является чисто умозрительным, так как невозможно определить, каким причинам (локальным, глобальным или космическим) мы обязаны тем или иным явлениям. Исследование гранитоидных интрузий Памира показывает, что большинство явлений гранитоидного магматизма хорошо объясняется действием местных факторов.

Разновозрастные гранитоиды, подчеркивая зональность в распределении складчатости, имеют более широкий ареал, захватывающий области более древней консолидации. Поэтому зачастую возраст гранитоидов поднятий и срединных массивов соответствует возрасту замыкания смежной геосинклинальной депрессии или является несколько более поздним.

Характерной чертой гранитоидных интрузий является их избирательное внедрение в пределах жестких глыб поднятий, обрамляющих геосинклинальные депрессии.

Существуют ясные закономерности в размещении гранитоидных интрузий в пределах жестких глыб, эластичных комплексов прогибов и зон разрывных нарушений.

Положение в локальных структурах определяет форму отдельных гранитоидных массивов, и наоборот, в большинстве случаев можно судить о положении гранитоидных массивов в локальных структурах по форме массивов. Пространственно-временное распределение массивов находится также в зависимости от генезиса гранитоидов и, значит, отражает их гетерогенность.

Сопряженность в пространстве с основными и ультраосновными интрузиями свидетельствует о приуроченности многих поясов гранитоидных интрузий к зонам глубоких расколов сиэля, облегчающих проникновение в верхние структурные этажи земной коры симических и сиэлических магм, а также ассимиляция и метасоматические процессы.

Итак, пространственно-временное расположение гранитоидов обусловлено целым рядом местных причин — расположением зон складчатых и разрывных нарушений, мощностью сиэля, генезисом магм, механическими свойствами горных пород и т. д. Все это позволяет в каждом конкретном случае получать удовлетворительный синтез тектоники и гранитоидного магматизма.

Необходимо подчеркнуть, что полученные закономерности справедливы только для Памира, хотя, несомненно, они могут подтвердиться и в других геологических аналогичных районах. Упомянутые закономерности выявлены эмпирически и существо их во многом остается непознанным, они нуждаются в углубленном изучении. Вместе с тем уже на современном этапе такие закономерности помогают направленно проводить поиски полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира.— Ученые записки Ленингр. ун-та, серия геол., 1959, № 268, вып. 10.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Автореф. докт. дисс. Л., 1962.
- Беляевский Н. А. История тектонического районирования центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий. — В кн.: Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.
- Буданов В. И. Генезис очковых гнейсов восточной части Памирского хребта.— Докл. АН Тадж. ССР, 1961, 4, № 6.
- Буданов В. И., Месхи А. М., Проскурко А. И., Державец И. М. К геологии интрузий восточной части Памирского хребта.— Записки Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1.
- Буданов В. И., Державец И. М., Месхи А. М., Проскурко А. И. 1. Новые данные по геологии интрузивных пород Восточного Памира.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды II Всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Буданов В. И., Кириллов С. П., Стажило-Алексеев К. Ф., Ступников А. Р. 2. О форме гранитоидных интрузивов Северного Памира (бассейн оз. Кара-Куль).— Докл. АН Тадж. ССР, 1960, 3, № 3.
- Буданов В. И., Месхи А. М., Волков В. Н., Кириллов С. П. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 3.
- Виноградов П. Д., Марковский А. П. Объяснительная записка к листу J-43 (Памир). Масштаб 1 : 1 000 000. М., Госгеоллиздат, 1951.
- Волков В. Н. О происхождении пород Курговатского гранитоидного массива.— Докл. АН Тадж. ССР, 1959, 2, № 2.
- Волков В. Н. О статье А. И. Проскурко относительно геологии интрузий Центрального и Юго-Восточного Памира.— Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, 1961, № 4 (6).
- Вялов О. С. О взаимоотношении Памира и Алая.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Дронов В. И. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира.— Докл. АН Тадж. ССР, 1962, 5, № 2.
- Дронов В. И., Левен Э. Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.— Сов. геол., 1961, № 11.
- Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луня и Кара-Корума на Памире (о главной тектонической линии Памира).— В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Кузнецов Ю. А. Тектоническое размещение магматических формаций.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды II Всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Ученые записки Тадж. ун-та, 1956, 12, Труды факультета естеств. наук, вып. 2.

- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Масленников В. А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира.— Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1955, вып. 5.
- Морозенко Н. К. Магматизм Юго-Восточного Таджикистана.— В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Наливкин Д. В., Виноградов П. Д. Тектоника Юго-Восточного Таджикистана.— В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Николаев В. А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк южной части бассейна оз. Кара-Куль на Восточном Памире.— Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1934, вып. 46.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук. Узб. ССР, 1938.
- Попов В. И., Юдин Г. Л., Наливкин Д. В., Чуенко П. П. Геологическое строение Памира.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 182.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Хамидов М. Х. Мезо-кайнозойский магматизм и рудные процессы юга Средней Азии.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды II Всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.

О главной тектонической линии Памира

В настоящее время считается общепризнанным, что все крупные структурно-фациальные и тектонические элементы Памира в современной структуре разделяются глубинными или краевыми разломами.

Я попытаюсь дать характеристику одного из наиболее важных разломов, разделяющего зоны Центрального и Северного Памира, который, по моему мнению, неверно понимается в настоящее время многими исследователями.

Как известно, вопрос об этой границе до сих пор является спорным и различными исследователями решается по-разному. Это главным образом относится к восточной части Памира, к Акбайтальскому и Рангукульскому районам. Здесь одни исследователи (Дюфур, 1961) границу между зонами Центрального и Северного Памира проводили по южному склону хребта Тузгуны-Терескей, другие (Кухтиков, 1956) отложения этого хребта считали осадками центральнопамирскими, а границу зон проводили значительно севернее.

Большинство исследователей Памира в настоящее время проводят эту границу по полосе Акбайтальских и Рангукульских разломов. Исключительно сложная тектоническая обстановка этой полосы с ее многочисленными чешуями и блоками самых разновозрастных пород натолкнула большинство исследователей на мысль о том, что зона Акбайтальских и Рангукульских разломов является поверхностным выражением глубинного разлома, разделяющего Центральный и Северный Памир в его восточной части. Другим аргументом в пользу такого толкования границы многие исследователи считают тот факт, что сразу же к северу от зоны Акбайтальских — Рангукульских разломов по хребтам Тузгуны-Терескей и Кызыл-Джиик выходят нижнепалеозойские толщи, являющиеся якобы фациями Северного Памира. Рассмотрим оба эти обстоятельства.

Детальные исследования, проведенные в последнее время в зоне Акбайтальских разломов, выявили следующие характерные черты ее строения.

Во-первых, все тектонические чешуи, несмотря на их малую мощность, удивительно выдержаны по простиранию на многие десятки километров, постепенно выклиниваясь на крайнем востоке и западе Акбайтальского района. Вкрест простирания эти чешуи, обычно сложенные отложениями от среднего девона до верхнего триаса включительно, неоднократно сменяют одна другую, что особенно отчетливо видно на левом борту р. Южная Ак-Байтал. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что первоначально, возможно, в нижнем мелу, отложения Акбайтальского района были смяты в целый ряд складок большого размаха, разбитых затем серией крутопадающих разломов, по которым на поверх-

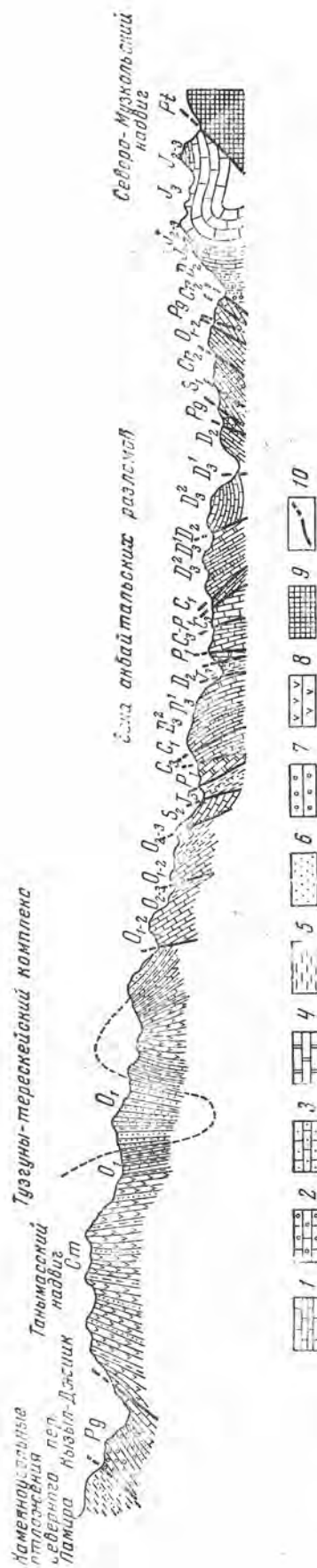


Рис. 1. Схематический геологический профиль через Ишибулакскую антиклиналь, и зону Ак-Байтальских разломов. Составил С. С. Карапетов, 1962 г.; 1 — известняки; 2 — оолитовые известняки; 3 — песчаные известняки; 4 — доломиты; 5 — сланцы; 6 — конгломераты; 7 — вулканогенные породы; 8 — метаморфические толщи Музкольского комплекса; 9 — линии тектонических нарушений

ность были выведены осадки от кембрия до юры включительно. Об этом же свидетельствуют конгломераты верхнего мела и палеогена, содержащие гальку почти всех указанных пород. Реликты некоторых доверхнемеловых складок и сейчас сохранились в отдельных тектонических блоках на левобережье р. Южная Ак-Байтал.

В позднем палеогене в результате чрезвычайно интенсивных, но уже преимущественно горизонтальных движений тектоническая обстановка в Акбайтальском районе еще более усложнилась. С этими движениями следует связывать значительные опрокидывания акбайтальских чешуй, в том числе и мел-палеогеновых — на севере северных и на юге южных (рис. 1).

Другая характерная черта Акбайтальской зоны разломов заключается в том, что, двигаясь с юга на север вкрест простираения одноименных чешуй, можно наблюдать закономерную смену молодых отложений древними. В северных чешуях были впервые в этом районе обнаружены отложения эйфельского яруса, верхнего и нижнего силура (Карапетов, 1961). Последние далее на север сменяются отложениями сначала среднего — верхнего ордовика, затем нижнего ордовика и кембрия, объединенными в так называемый тузгуны-терескейский комплекс. Как видно, этот комплекс не является чуждым элементом в стратиграфической колонке Акбайтальского района. Закономерная смена осадков среднего — верхнего палеозоя района перевала Ак-Байтал отложениями нижнего палеозоя хребтов Тузгуны-Терескей и Кызыл-Джик свидетельствует об отсутствии здесь крупного регионального разлома, тем более — главной тектонической линии Памира. Об этом же говорит и анализ стратиграфического разреза тузгуны-терескейского комплекса. Как выяснилось, верхняя часть данного комплекса,

а именно канайтартская свита нижнего — среднего ордовика, практически ничем не отличается от аналогичной и по возрасту, и по составу зорабатской свиты, выходы которой хорошо изучены в пределах Центрального Памира. Комплекс фауны в обеих свитах и положение его в разрезе этих свит настолько одинаковые, что в общем позволяют нам считать излишним термин «канайтартская свита». То же самое в сущности относится и к шоркульской свите хребта Тузгуны-Терескей, которая мало чем отличается от известной в Центральном Памире козындыйской свиты среднего — верхнего ордовика.

Иными словами, кембро-ордовикские отложения хребтов Тузгуны-Терескей и Кызыл-Джик являются, по нашему мнению, фациями центральнопамирскими и резко отличны от разновозрастных осадков зоны Северного Памира (рис. 2).

Таким образом, ни анализ стратиграфического разреза тузгуны-терескейского комплекса, ни геологическая ситуация полосы акбайтальских чешуй не позволяют считать эту зону поверхностным выражением глубинного разлома.

Что же тогда является границей зон Центрального и Северного Памира? По мнению автора, в качестве этой границы в современной поверхностной структуре Памира выступает линия одного из крупнейших надвигов, названного Танымасским (Левен, 1960), хотя западное его продолжение, в бассейне р. Ванч, издавна известно под названием Дарвазского.

Танымасский надвиг является разломом большого регионального значения — границей двух крупных складчатых систем на Памире: Кунь-Луьнской и Каракорумской. Общая протяженность разлома только на территории Памира более 350 км.

Танымасский надвиг прослеживается по южному склону Дарвазского хребта, затем пересекает долину р. Ванч и, пройдя по северному склону Ванчского хребта, скрывается под ледником Федченко. К востоку от него линия надвига пересекает долину р. Танымас, четко фиксируется далее в устье р. Аиль-Утек, по левым бортам рек Музкол и Кызыл-Джик и уходит на территорию КНР, вновь появляясь на северных склонах хребта Тузгуны-Терескей, отсюда, пройдя по правым притокам урочища Шатпут, вновь уходит в пределы КНР. Почти на всем своем протяжении плоскость Танымасского надвига падает на север под углом от 30 до 70°.

Любопытно отметить, что на отрезке от верховьев р. Ванч до ледника Грумм-Гржимайло, там, где северопамирские толщи надвинуты непосредственно на жесткий массив допалеозойских (?) отложений Ванчского хребта, плоскость надвига запрокинута на юг под углом иногда до 60—70°. Автор предполагает, что здесь произошли значительные перемещения северопамирских толщ на юг по Танымасскому надвигу.

В самом деле, громадная протяженность линии надвига, местами очень пологие углы падения его поверхности (до 15—20°), срезание центральнопамирских структур — все это не может не наводить на мысль о больших горизонтальных перемещениях по этому надвигу. Толщами Северного Памира, вероятно, перекрыты центральнопамирские палеозойские осадки, предполагаемые автором на северном крыле Ишибулакской антиклинали¹, о чем косвенно свидетельствуют находки в палеогеновых конгломератах р. Кызыл-Джик многочисленной гальки из пород девона и карбона с фауной акбайтальского типа.

К этому следует добавить, что палеогеновые красноцветы, залегающие трансгрессивно на каменноугольных отложениях Северного Памира вблизи Танымасского надвига, сильно опрокинуты в сторону движения

¹ Область распространения Ишибулакского поднятия автор предлагает выделить в самостоятельную структурно-фациальную подзону, которую следует рассматривать в составе Центральной зоны Памира.

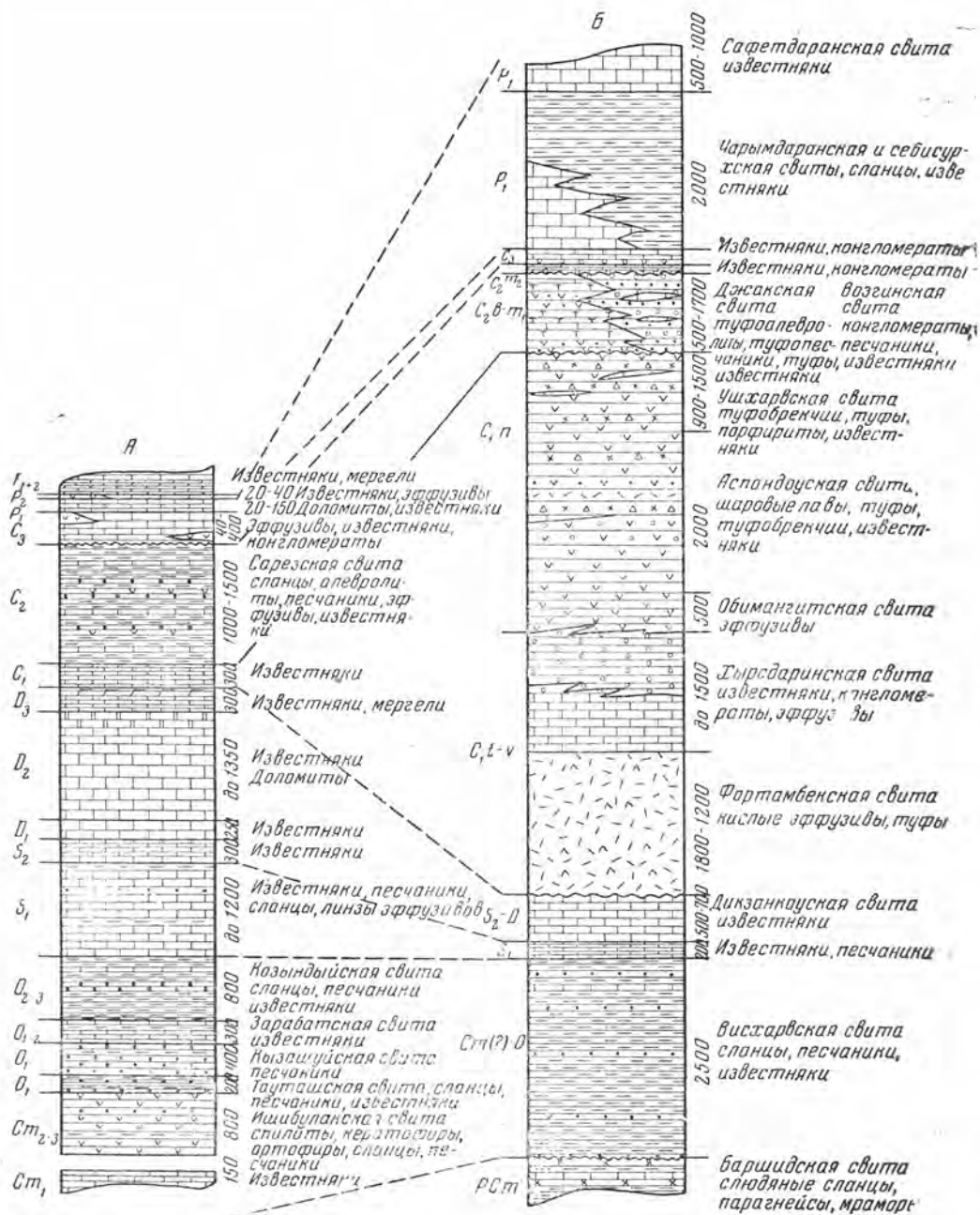


Рис. 2. Сводные стратиграфические колонки палеозойских отложений Центрального (А), по С. С. Карапетову, и Северного (Б), по И. В. Пыжьянову (1961), С. С. Карапетову (1960) и Н. Г. Власову (1961), Памира. Составил С. С. Карапетов, 1962.

Примечание. В 1962 г. в разных пунктах Центрального Памира автор обнаружил нижнетриасовые бокситоносные породы, свидетельствующие о стратиграфическом перерыве между отложениями перми и триаса на данной территории.

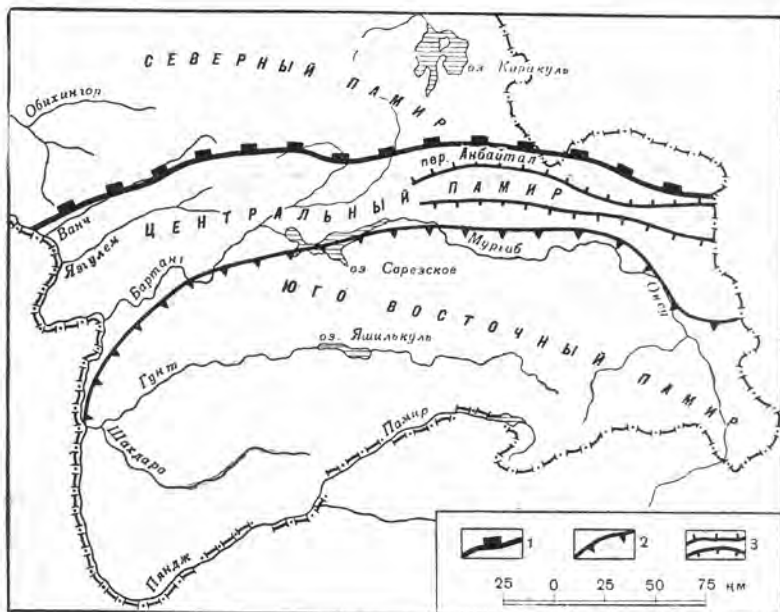


Рис. 3. Схема расположения главнейших надвигов в зоне Центрального Памира
 1 — Танымасский надвиг; 2 — Рушанско-Пшартский надвиг; 3 — Северо-Музкольский
 и Южно-Музкольский надвиги

масс. Таким образом, амплитуда перемещения по Танымасскому надвигу довольно значительна, порядка 5—10 км.

Однако следует иметь в виду, что не эта структурная линия являлась тектонической границей Центральной и Северной зон в течение почти всей истории Памира. Анализ палеозойских отложений этих зон позволяет предполагать существование на их границе крупнейшего тектонического шва типа глубинного разлома, контролировавшего осадконакопление в этих зонах, начиная по крайней мере с нижнего палеозоя. Предполагаемый тектонический шов скрыт под массами, надвинутыми с севера по поверхности Танымасского нарушения.

Время возникновения Танымасского надвига фиксируется отложениями палеогена, зажатыми вдоль этого разлома, и определяется в пределах позднего палеогена — раннего неогена. С сильными тектоническими движениями этого времени связано возникновение на Памире почти всех известных разрывных нарушений типа надвигов, приуроченных, вероятно, к зонам древних краевых разломов. К ним в первую очередь относятся Танымасский, Рушанско-Пшартский, Северо- и Южномузкольский и другие надвиги, представляющие естественные границы структурно-фациальных зон и подзон в современной структуре Памира (рис. 3). Именно эти движения создали в основных чертах современный облик Памира, так как красцветы предположительно неогенового возраста, прислоненные к бортам древних долин (реки Куртеке и Кызыл-Белес), крайне слабо метаморфизованы и почти не дислоцированы.

Литература

- Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луия и Кара-Корума на Памире (о главной тектонической линии Памира). — В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Карапетов С. С. Об отложениях ордовика и силура в районе перевала Ак-Байтал на Восточном Памире. — Докл. АН Тадж. ССР, 1961, 4, № 1.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. — Ученые записки Тадж. ун-та, 1956, 12. Труды факультета естеств. наук, вып. 2.
- Левен Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разв., 1960, № 11.

Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура

В статье в общих чертах рассматриваются особенности геологического развития Памира в альпийское время и его современной тектонической структуры, которые еще не получили в геологической литературе соответствующей характеристики и оценки, но представляются нам очень важными для понимания тектоники Памира и его места в ряду других складчатых систем юго-западной части Центральной Азии. Нами изложены предварительные результаты изучения тектоники и альпийской геологической истории Памира группой отдела региональной тектоники Геологического института АН СССР под руководством М. В. Муратова. В состав группы входили, кроме автора, Е. А. Успенская и В. А. Швольман.

Особенности истории развития Памира в альпийское время

К началу мезозоя на Памире значительно сократилась область морского осадконакопления, которая в альпийское время локализовалась в пределах сравнительно узких прогибов Внешней зоны Памира, а также в Центральном и Юго-Восточном Памире. Эти прогибы разделялись участками более обширных по площади поднятий. Узость указанных прогибов, отсутствие на значительной части территории отложений мезозой-кайнозоя, прежде всего на Северном Памире, и кайнозойских отложений в пределах Юго-Восточного Памира, различия в характере и истории мезозойско-кайнозойского осадконакопления в разных его частях и резкое сокращение морского осадконакопления в альпийское время во Внешней зоне Памира послужили многим исследователям основанием для исключения Памира из альпийского геосинклинального пояса Евразии. Отмеченная специфика размещения на Памире отложений мезозой-кайнозоя и та большая роль, которую в их составе играют лагунно-морские и континентальные образования, привели этих исследователей к единственно правильному, на первый взгляд, заключению о полном обособлении в начале мезозоя, с одной стороны, Северного Памира, а с другой — Центрального и Юго-Восточного Памира и к выводу о том, что геосинклинальный режим развития на Северном Памире завершился в конце палеозоя, а в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира — в конце мезозоя.

Отрицание единства геологического развития гетерогенной структуры Памира в альпийское время и принадлежности его в целом к альпийско-гималайскому геосинклинальному поясу представляется нам ошибочным, главным образом вследствие недоучета некоторых особенностей

альпийской геологической истории Памира. Среди них основными, на наш взгляд, являются сходство в развитии прогибов, активность разделяющих прогибы зон поднятий и особенности альпийской складчатости.

Мезозойско-кайнозойские прогибы Памира, значительно отличаясь по мощности, стратиграфической полноте разреза и формационному составу слагающих их отложений, а также по разной роли осадков морского, прибрежно-морского и континентального происхождения, по времени проявления вулканизма и своего замыкания обнаруживают тем не менее в своем развитии черты большого сходства. Главные из них следующие:

1) отсутствие сколько-нибудь значительного перерыва или заметного углового несогласия между отложениями верхней перми и нижнего триаса, что является свидетельством унаследованного развития мезозойских прогибов Памира по отношению к верхнепалеозойским геосинклинальным прогибам и указанием на то, что герцинские складчатые движения в пределах всех зон мезозойского осадконакопления на Памире не проявились;

2) непрерывное и достаточно интенсивное прогибание зон осадконакопления на протяжении большей части мезозойского (а для Внешней зоны Памира также и кайнозойского) времени;

3) интенсивное проявление вулканизма;

4) сходство пространственной ориентировки прогибов Внешней и Центральной зон Памира.

Соотношение черт различия и сходства мезозойско-кайнозойских прогибов Памира таково, что, если сравнивать Памир с другими районами Средней Азии, различия между прогибами Северного, Центрального и Юго-Восточного Памира окажутся менее существенными, чем между любым из этих памирских прогибов и соседней областью Средней Азии. Даже прогиб Внешней зоны Памира, где морское осадконакопление в мезозойское время по сравнению с другими участками Памира было незначительным, резко отличается от других районов Средней Азии присутствием морских отложений триаса в своей западной части и интенсивным развитием нижнемезозойского вулканизма.

Зоны поднятий на Памире в альпийское время, в том числе поднятие Северного Памира, не оставались пассивными областями раздела участков прогибания. Поднятия были сопряжены с прогибами и развивались так же активно, как и последние. Своеобразие этого развития заключалось в том, что, если в «типичных» геосинклиналях частные внутренние поднятия территориально обычно подчинены прогибам, на Памире в альпийское время имели место их обратные соотношения. Состав осадочных толщ, заполняющих прогибы, свидетельствует о том, что воздымание поднятий на протяжении длительного отрезка альпийской геологической истории Памира в целом компенсировалось опусканием прогибов.

Складчатость на Памире в альпийское время, как это будет показано ниже, следует рассматривать в основном как результат реакции более или менее пластичных отложений мезозой-кайнозоя на сложные, преимущественно вертикальные, дифференциальные перемещения палеозойских блоков по системам разрывных нарушений, т. е. является в своей основе отраженной.

Дифференциальные тектонические движения — главная причина складчатых деформаций мезозойско-кайнозойских отложений Памира — проявились в альпийское время в пределах всего Памира (в том числе и в пределах поднятий), а не только в альпийских прогибах. Поэтому нельзя считать, что там, где на Памире отсутствуют молодые отложения, не было альпийских тектонических движений, которые в некомпетентных толщах осадков могли бы привести к складчатым деформациям.

В пределах поднятия, лишенных пластичных мезозойско-кайнозойских отложений, где «нечему было сминаться в складки», альпийские дифференциальные движения проявились «в чистом виде» (в форме блоковых перемещений), не приведя к складчатым нарушениям.

Особенности пространственного размещения на Памире складок разных морфологических типов заставляют решительно высказаться против канонического деления складчатости на альпинотипную (полную, линейную) и германотипную (глыбовую), в основе которого лежит, на наш взгляд, совершенно устаревшее представление о складчатых — «геосинклинальных» и глыбовых — «негеосинклинальных» тектонических движениях. Это — разные формы проявления одного и того же процесса сложных дифференциальных движений земной коры.

Несмотря на специфику и своеобразие геологического развития Памира в альпийское время, нам представляется наиболее правильным отношение всей его территории к альпийскому поясу Евразии. В масштабе всей Средней Азии альпийская тектоническая структура Памира в своем историческом развитии в большей степени едина, чем гетерогенна. То обстоятельство, что одни участки Памира перестали быть областями осадконакопления в верхнем палеозое, а другие — в конце мезозоя, еще не дает оснований выделять в пределах этих участков области герцинской или киммерийской складчатости не только из-за того, что такие узко-местные, дробные пространственные проявления столь крупных этапов историко-геологического процесса развития земной коры, как эпохи складчатости, маловероятны сами по себе. С подобным выделением зон разновозрастной складчатости нельзя согласиться в основном потому, что эти «зоны герцинид и мезозойд» разделялись и ограничивались альпийскими прогибами, продолжая оставаться составной частью активно развивавшейся области.

Принадлежность Памира (равно как и любого другого района) к альпийскому геосинклинальному поясу определяется, на наш взгляд, не столько тем, какая часть его территории занята морскими отложениями мезозой-кайнозоя, испытавшими «типичную геосинклинальную» складчатость, сколько его общей тектонической активностью (интенсивностью и градиентом тектонических движений, магматизмом, общей проницаемостью земной коры и т. д.). В Южном Тянь-Шане активное тектоническое развитие закончилось в конце верхнего палеозоя, возобновившись лишь в новейшее время, а в области мезозойской складчатости Восточной Азии — в конце мезозоя. На Памире и вообще в центральноазиатской части альпийского пояса активное тектоническое развитие не прекращалось в течение всего мезозой-кайнозоя. Причины своеобразия геосинклинального развития Памира в альпийское время следует искать в региональных структурно-тектонических особенностях юго-запада Центральной Азии и в узловом положении Памира среди других складчатых областей этой части Азиатского материка.

Особенности современной тектонической структуры Памира

Многочисленные разрывные и складчатые дислокации пород разного возраста (имеются в виду все крупные и мелкие нарушения) на территории Памира подчинены нескольким структурным направлениям, среди которых основными являются лишь следующие четыре: восточно-северо-восточное, северо-северо-восточное, западно-северо-западное и северо-северо-западное. Структурные линии всех других простираний на Памире отсутствуют или проявляются очень неясно (не установлены, например, сколько-нибудь выдержанные широтные, меридиональные и северо-западные простирания разрывных и складчатых структур). Поскольку

указанные главные структурные направления проявляют себя на широких площадях, то подчиненные им складчато-разрывные дислокации имеют характер закономерно ориентированных в плане выдержанных систем в целом прямолинейных структурных линий.

В пределах некоторых районов Памира преимущественное развитие имеет обычно какая-либо одна из систем дислокаций. Так, на Восточном Памире преобладают складчато-разрывные структуры западно-северо-западного и северо-северо-западного, в Западном Памире — северо-северо-восточного, а на Северном Памире — восточно-северо-восточного направлений. Наряду с этой главной системой, как правило, присутствует пересекающая ее, более или менее отчетливо проявляющая себя другая система тектонических нарушений. Нередко в пересечении участвуют не две, а три или даже четыре системы дислокаций.

Взаимоотношения двух систем дислокаций разных направлений в участках их пересечений неодинаковы. Это чаще всего косое торцовое причленение одной системы складчато-разрывных нарушений (срезаемой) к другой (срезающей) или такое их совместное развитие, при котором одна система резко преобладает, а другая, подчиненная, как бы пронизывает первую, «просвечивая» через нее. Реже наблюдаются взаимопересечения более или менее равноценных по своему значению структурных направлений. В ряде мест известны более сложные случаи взаимоотношения разнонаправленных систем складчато-разрывных деформаций, обусловленные возрождением той или иной системы дислокаций после ее почти полного подавления другой системой, а также вызванные одновременным развитием дислокаций не двух, а трех или четырех структурных направлений.

Сложные взаимоотношения ограниченного числа прямолинейных систем дислокаций разных направлений лежат в основе многих, на первый взгляд трудно объяснимых, особенностей структурно-тектонического плана Памира.

Исключительно наглядной иллюстрацией контроля тектонического плана Памира несколькими выдержанными и сложно пересекающимися системами прямолинейных дислокаций служат многие интрузивные массивы Памира разного состава и размера, форма в плане и характер пространственной ориентировки которых строго подчиняются одному или двум отчетливо выраженным структурным направлениям.

Вследствие того, что в восточных районах Памира преимущественным развитием пользуются системы складчато-разрывных дислокаций северо-северо-западного и западно-северо-западного направлений, а в Западном Памире резко преобладают северо-восточные структурные линии (о возможных причинах этого будет сказано ниже), общая структура Памира представляется в плане как ломано-выпуклая в северном направлении. В советской и зарубежной геологической литературе Памир рассматривается как один из наилучших примеров дугообразного строения складчатых горных сооружений. Однако, как показывает структурно-геологический анализ, смена северо-северо-западных и западно-северо-западных простираний структур, господствующих в пределах восточных районов Памира, преимущественно северо-восточными простираниями, преобладающими в Юго-Западном и Западном Памире, происходит не в результате постепенного и плавного закругления одних и тех же структур, а вследствие резких и сложных взаимопересечений под косыми углами нескольких разных прямолинейных структурных направлений. Сочетание образующихся в результате этих пересечений разнородных прямолинейно-угловатых и угловато-выпуклых структур нельзя рассматривать как «дуги», потому что они лишены морфологических признаков таковых и не являются единными структурными образованиями.

Наиболее крупные структурно-исторические элементы Памира — тектонические зоны, объединяющие целый ряд линейных, угловато сочленяющихся структурных единиц, также имеют не дугообразную, а ломано-выпуклую к северо-западу форму в плане, сохраняя на больших расстояниях прямолинейность внешних очертаний. Округление тектонических зон Памира до дуг тем более искусственно, что (как убедительно свидетельствуют историкогеологические и структурно-тектонические данные) зоны Северного и Центрального Памира не переходят, закругляясь, в структурно-фациальные зоны Западного Кунь-Луня, так как резко, под острым углом срезаются серией глубинных разломов северо-северо-западного простирания, а зона Юго-Восточного Памира не находит своего структурного продолжения в Центральном Памире, срезаясь южной границей последнего.

Возраст заложения рассматриваемых систем дислокаций — доальпийский. Ориентировка фациальных зон и интрузивных тел показывает, что все главные структурные направления на Памире сформировались по крайней мере уже к началу мезозоя, влияя на характер распределения типов осадков и их мощностей. В течение альпийского времени структуры, подчиненные этим направлениям, продолжали активно развиваться.

Взаимные пересечения и угловатые сочленения нескольких прямолинейных систем дислокаций, закономерно ориентированных в пространстве и выдержанных на больших расстояниях, можно рассматривать как свидетельство того, что эти структурные линии являются в своей основе системами разрывных, а не складчатых нарушений и могли возникнуть лишь в среде, реагирующей на тектонические напряжения как жесткая масса. Таким жестким субстратом следует считать палеозойское и более древнее основание Памира.

Складчатые и разрывные структуры в значительно более пластичных отложениях мезозой-кайнозоя являются непосредственным отражением (в той или иной степени искаженным в толще пород) сложной раздробленности фундамента на разные по величине угловатые блоки и тех движений, которые испытали эти блоки по системам разделяющих их разрывных нарушений.

План разрывных деформаций в жестком фундаменте предопределяет расположение складчато-разрывных нарушений в породах мезозой-кайнозоя, через которые деформации фундамента проступают и «прорезаются» с большей или меньшей отчетливостью.

Складки в мезозойско-кайнозойских отложениях являются, таким образом, в основном вторичными, так или иначе связанными с разрывными нарушениями в подстилающих породах. Эти нарушения по отношению к мезозойско-кайнозойским складчатым структурам следует рассматривать как первичные. Доказательствами того, что подавляющее большинство складок в породах мезозой-кайнозоя является непосредственным или косвенным отражением деформаций фундамента, служат исключительно отчетливо проявляющаяся себя на Памире связь складчатых и разрывных нарушений и ясно выраженная подчиненность первых последним, а также особенности расположения осей складок в плане и морфологические характеристики складчатых структур (преобладание простых коробчатых и флексуобразных форм и складок с резко выраженной асимметрией в строении крыльев).

Участки развития на Памире интенсивной альпийской («геосинклинальной») складчатости с резким преобладанием сложных опрокинутых и разорванных складок и чешуйчато-надвиговых структур занимают сравнительно небольшие площади и приурочены чаще всего к линейно вытянутым, сравнительно узким местам сопряжения тектонических зон (отдельные участки Центрального Памира), а также к областям, отличающимся повышенной мощностью отложений мезозой-кайнозоя и ис-

пытавшим в альпийское время наиболее интенсивные вертикальные движения (Заалайский хребет и хребет Петра Первого).

В настоящее время мы пока еще не располагаем достаточными данными для более или менее глубокого анализа динамических условий возникновения и развития выдержанных прямолинейных систем складчато-разрывных дислокаций, их сложных взаимопересечений и причин особенностей образуемого ими структурного плана. Ограничимся лишь некоторыми предварительными соображениями на этот счет.

Линейная вытянутость складчато-разрывных структур Памира, пересекающихся под острыми углами, а также их косые торцовые сочленения, близкие по своему характеру к взаиморасположению главных и оперяющих трещин скалывания, позволяют предполагать, что в формировании альпийского структурно-тектонического плана Памира большая роль принадлежала горизонтальным тектоническим напряжениям. Эти напряжения были, по-видимому, одной из главных причин возникновения нескольких диагональных систем расколов земной коры. В дальнейшем они не привели, однако, к сколько-нибудь значительным горизонтальным перемещениям образовавшихся разновеликих полигональных блоков, хотя последние и испытывали весьма сильное боковое сжатие.

Возникшие в результате разрешения напряжений тангенциального сжатия системы трещин в фундаменте были «использованы» дифференциальными, преимущественно вертикальными блоковыми движениями, контролировавшими распределение фаций и мощностей мезозойско-кайнозойских осадков, а в новейшее время приведшими к интенсивным поднятиям. Таким образом, нам представляется возможным говорить о неодинаковых динамических условиях возникновения и развития систем дислокаций, точнее о разной роли в этих процессах горизонтальной и вертикальной составляющей тектонических напряжений, так как вертикальные силы проявлялись, по всей вероятности в основном в условиях тангенциального сжатия.

Закономерное расположение систем складчато-разрывных дислокаций Памира и их выдержанность на больших территориях, значительно превышающих площадь самого Памира (ориентировка систем тектонических нарушений Памира согласуется с направлением главных структурных линий Западных Гималаев, Каракорума, Кунь-Луня и Гиндукуша), дают основание считать, что в структурном плане Памира отчетливо проявились общие закономерности пространственного расположения основных тектонических элементов юго-западной части Центральной Азии, подчиненных планетарной системе расколов земной коры.

Именно тем обстоятельством, что в пределах Памира пересекались, сойдясь как в фокусе, все главные структурные направления этой части Центральной Азии, мы считаем возможным объяснить общую ломановыпуклую («дугообразную») форму в плане тектонических зон Памира. Очень важную роль в создании памирских «дуг» сыграл, на наш взгляд, массив Юго-Западного Памира — жесткий упор, который не облекался плавно закругленными тектоническими структурами, а определял преимущественное развитие той или иной прямолинейной системы складчато-разрывных дислокаций.

Тектонический план Памира в целом резко не согласуется с генеральными простираниями структур Западного Кунь-Луня и Южного Тянь-Шаня, хотя на Памире и проявляются те структурные направления, которым принадлежит главная роль в пределах этих смежных с Памиром складчатых областей. Это дает основание говорить не только об исторической, но и о структурной обособленности Памира от Западного Кунь-Луня и Южного Тянь-Шаня в альпийское время.

Заключение

В альпийское время весь Памир продолжал активно развиваться в тектоническом отношении, однако это развитие происходило в отличие от «типичных» геосинклинальных областей своеобразным путем в условиях значительного территориального преобладания зон поднятий над участками прогибания.

Исключительно важной особенностью современной тектонической структуры Памира является план деформаций, в основе которого лежит несколько пересекающихся систем прямолинейных разрывных нарушений палеозойского и более древнего основания Памира, предопределивших отраженный характер большинства складчатых структур в породах мезозой-кайнозоя. Памирские «дуги» — чисто внешний эффект сложных взаимоотношений нескольких прямолинейных структурных направлений.

В альпийской геологической истории Памир выступает как сложно построенная, своеобразно развивавшаяся, но в то же время единая складчатая система, структурно и исторически обособленная от Западного Кунь-Луна и Южного Тянь-Шаня.

Памир целиком следует включать в альпийский геосинклинальный пояс Евразии.

О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия

Вводные замечания

Значительная часть Азиатского материка захвачена новейшим горообразованием. Вся эта область огромной дугой охватывает с юга и юго-востока азиатскую часть Советского Союза и соединяется в пределах Южного Тянь-Шаня и Памира с еще более грандиозной горной системой Высокой Азии, куда входят Гиндукуш, Кунь-Лунь, Каракорум и Гималаи. Процесс новейшего горообразования рассматривается одними исследователями как качественно новый, ранее неизвестный этап развития земной коры (Обручев, 1948; В. А. Николаев, 1953; Белоусов, 1962), другие считают, что области горообразования, подобные современным, возникали в истории Земли неоднократно, но лишь с трудом могут быть уловлены в геологической летописи (Шульц, 1962).

Все исследователи сходятся на той точке зрения, что возникновение современного горообразования не находится в прямой связи с той предысторией геологического развития, которую эти области пережили раньше. Анализ Карты новейших тектонических движений СССР (1959) наглядно показывает, что область наиболее контрастных движений земной коры захватила пространства, проходившие геосинклинальное развитие как в протерозое, так и в палеозое, мезозое и раннем кайнозое. Отсюда возникло понятие «активизированной платформы», широко применяемое в трудах различных исследователей.

Наиболее значительная часть области горообразования азиатского материка лежит за пределами нашей страны и не нашла отражения на Карте новейших тектонических движений, о которой говорилось выше. Однако правильное понимание строения всей области горообразования в целом затруднительно, если исключать из рассмотрения величайшие на Земле горы, почти вплотную примыкающие к советской части Средней Азии. Желание восполнить имеющийся пробел толкнуло автора на то, чтобы, используя имеющиеся литературные материалы, попытаться увязать воедино отдельные части крупнейшего на Земле поднятия, разобщенного государственными границами и во многом еще совершенно недостаточно изученного.

Морфология поднятий орогенной области Высокой Азии

Памиро-Гималайско-Кунь-Луньское поднятие изображено нами на схематической карте (рис. 1), показывающей интенсивность новейших тектонических движений и составленной по тому же принципу, что и Карта новейшей тектоники СССР и некоторые другие карты (Резвой, 1955; Николаев, Шульц, 1959; Гзовский и др., 1961; Ко-

стенко, 1961; Чедия, Трофимов, 1962). На этой карте в изолиниях равных высот показана суммарная деформация донеогеновой поверхности, принимаемой с известными допущениями за горизонтальную. Сечение изогипс принято равным 2000 м, местами 1000 м. Во впадинах изогипсы проведены по основанию неоген-четвертичных отложений, для горных сооружений построена обобщающая уровенная поверхность, являющаяся касательной по отношению к высшим точкам современного рельефа. Денудационная деятельность во внимание не принималась, что хотя и привело к некоторому «занижению» высоты тектонических поднятий, однако вполне допустимо при достаточно мелком масштабе изображения.

Западная часть Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия отчетливо выделяется на карте своими высотами, превышающими 5000 м. Изогипса 5000 м проходит по северному склону Кунь-Луня, ограничивает с севера и запада Памир, охватывает восточную часть Гиндукуша и далее проходит по южному склону Гималаев. Внутри этого контура оказываются включенными крупнейшие плоскогорья мира: Памир, Тибет и хребты Кунь-Лунь, Каракорум, часть Гиндукуша и Гималаи. Ширина поднятия на меридиане Тибета превышает 1000 км, его общая длина от Памира до Сино-Тибетских гор свыше 2700 км. В своей западной Памиро-Каракумской части поднятие имеет ширину порядка 500 км.

В самом общем виде Памиро-Гималайско-Кунь-Луньское поднятие может быть охарактеризовано как выдвинутая на большую высоту плосковерхая глыба или блок с поднятыми краями (Кунь-Лунь, Гималаи, Памир) и несколько опущенной средней частью (Тибет). В пределах этого последнего высоты полого меняются в интервале 5000—6000 м и только в немногих местах достигают 7000 м. Северное обрамление поднятия соответствует высокогорной зоне Кунь-Луня, где высоты превышают 7200 м (гора Музтаг) и 7500 м (хребты Пржевальского и Аркатаг).

С южной стороны поднятие ограничено узким и вытянутым более чем на 2000 км гребнем Гималаев, который на всем своем протяжении оконтуривается изогипсой 7000 м, а в своей центральной части воздымается до максимальных, известных на Земле высот, превышающих 8000 м (Джомолунгма — 8888 м и другие вершины). Ширина гребня, оконтуриваемая изогипсой 7000 м, нигде не превышает 50 км.

Третьим максимумом всего Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия является Каракорум-Гиндукушское вздутие, хотя и уступающее Гималайскому по высоте, но превосходящее его по ширине. Изогипса 7000 м оконтуривает вздутие на протяжении свыше 600 км при ширине более чем в 100 км. Вытянутость Каракорум-Гиндукушского вздутия совпадает с общей северо-западной ориентировкой Гималаев, его западное окончание несколько отклоняется к юго-западу (хребет Гиндукуш). Вздернутым кверху участком Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия является и его крайнее северо-западное окончание, орографически отвечающее Северному Памиру, где в Заалайском хребте и в хребте Академии наук известны высоты, превышающие 7000 м.

Одной из характерных особенностей Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия является его четкая линейная ступенчатость с суммарным перепадом высот донеогеновой поверхности, достигающим 16—17 км у подножья Гималаев, 10—12 км вдоль Кунь-Луня и 8—9 км на Дарвазе. Во всех этих местах вдоль края поднятия образовались глубокие предгорные прогибы с опусканием основания неогеновых отложений до отрицательных отметок порядка 3000—7000 м.

Не исключено, что в систему прогибов, окаймляющих поднятие, во втором эшелоне входят прогибы Ферганский и Сурхандарьинский, хотя и расположенные в смежном Тянь-Шаньском поднятии, но по масштабам прогибания соизмеримые с упомянутыми предгорными.

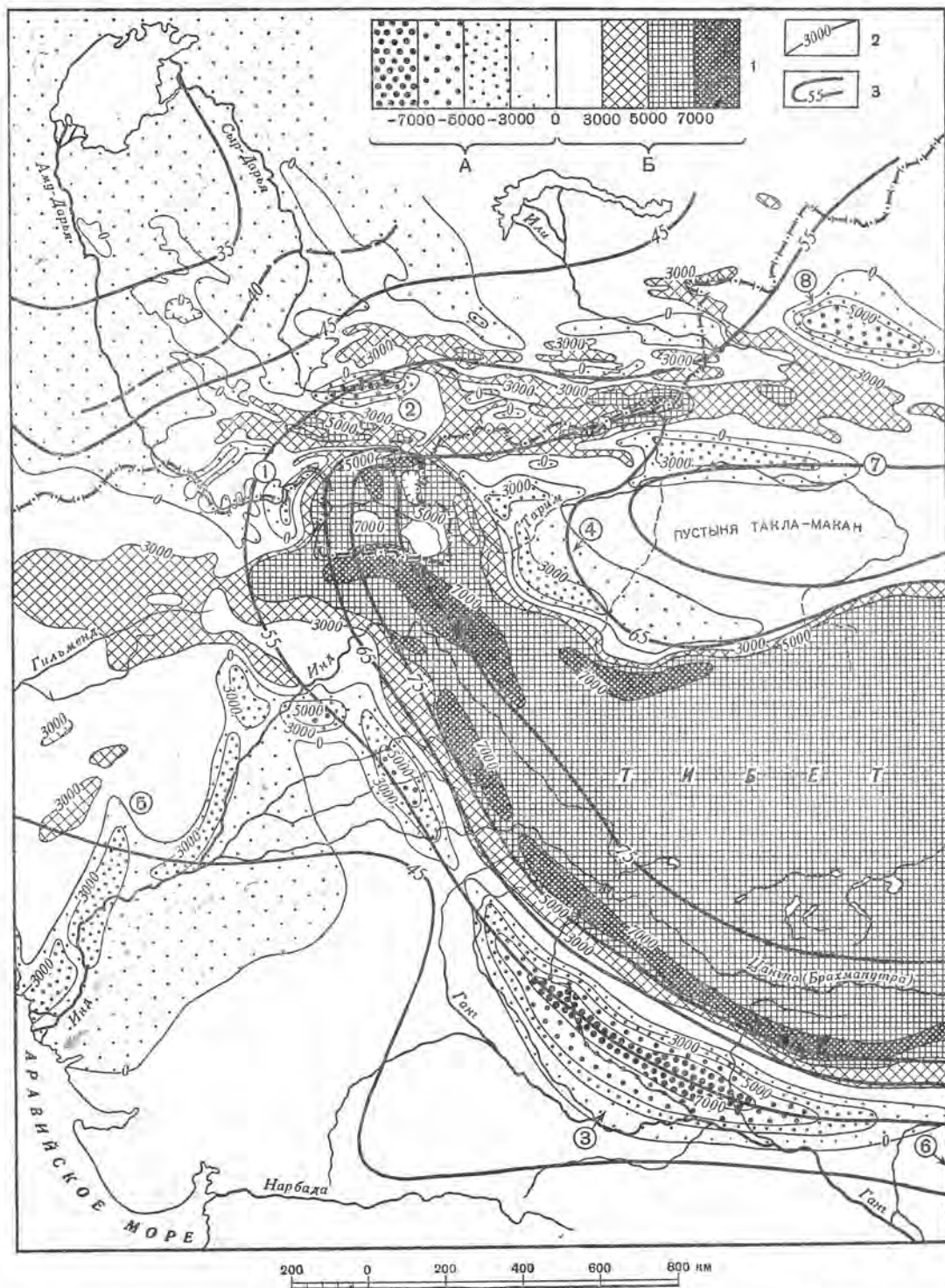


Рис. 1. Схема интенсивности новейших тектонических движений Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Кунь-Луня, Каракорума и Гималаев

1 — степени суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неоген-четвертичный период в метрах; (А — области опускания; В — области поднятия); 2 — линии суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время; 3 — линии равной мощности земной коры в километрах. Цифры на карте — места составления разрезов в прогибах: 1 — Ферганском, 2 — Преддагвазском, 3 — Предгималайском, 4 — Западно-Пакистанском, 5 — Предкуньлуньском, 6 — Кучарском, 7 — Джунгарском, 8 — Восточно-Пакистанском (см. рис. 2)

Касаясь морфологии поднятий, смежных с Памиро-Гималайско-Кунь-Луньским поднятием, необходимо рассмотреть еще Центрально-Афганское и Тянь-Шаньское.

Центрально-Афганское новейшее поднятие лежит на западном продолжении Гиндукуша между ним и хребтом Паропамиз. Он отделяется от Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия цепочкой сравнительно неглубоких впадин (Кабульская впадина и впадина долины р. Горбанд). Это поднятие, видимо, заслуживает того, чтобы быть признанным самостоятельным неотектоническим элементом. Плохая геологическая изученность Афганистана не позволяет иметь о нем правильного суждения. Судя по географическим картам, Центрально-Афганское поднятие может быть оконтурено изогипсой 3000 м, хотя в верховьях р. Геррируд абсолютные отметки на небольшой площади достигают 5000 м. Очевидно, эту часть поднятия следует считать его максимумом.

Тянь-Шаньское новейшее поднятие настолько широко описано в литературе, что нет необходимости давать его даже общего описания (Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Попов, Резанов, 1955; Резвой, 1959; Костенко, 1961). Остановимся только на его краткой сравнительной характеристике по отношению к Памиро-Гималайско-Кунь-Луньскому поднятию. Тянь-Шаньское поднятие значительно уступает этому последнему как по своим линейным размерам, так и по амplitудам вертикальных колебательных движений. Вытянутое в почти строго широтном направлении оно имеет в длину около 2000 км при максимальной ширине, не превышающей 400 км. На прилагаемой карте (см. рис. 1) оно оконтуривается в основном изогипсой 3000 м с отдельными узкими зонами, превышающими 4000 и 5000 м, и только в горном узле Хан-Тенгри дает вздутие свыше 7000 м. Несмотря на меньшие амплитуды вертикальных движений, Тянь-Шань обладает большей дифференцированностью на отдельные поднятия и опускания, что нашло свое выражение в образовании целой системы межгорных впадин (Ферганская, Нарынская, Иссык-Кульская).

Широтная линейность новейшего тектонического рельефа Тянь-Шаня находится в связи с той необычайно густой сетью глубинных разломов, которые его пересекают. Южное ограничение восточной части Тянь-Шаня выражено не менее резко, чем и у обращенного к нему Кунь-Луны. Здесь на границе с Таримской платформой образовался типичный предгорный Кучарский прогиб. Такой же четко выраженный прогиб отделяет Тянь-Шань от обширной Джунгарской впадины. Западнее, северное ограничение Тянь-Шаня осуществляется по системе широтного глубинного разлома (Попов, Резанов, 1955), от которого в северо-западном направлении отходят ответвления, а от главного поднятия — быстро затухающие поднятия — аппендиксы. В качестве такого аппендикса можно, например, рассматривать и горы Каратау, вытянутые вдоль Таласо-Ферганского глубинного разлома.

На западе Тянь-Шаньское поднятие резко обрывается вдоль линии северо-восточного простирания, которая проходит вдоль склонов юго-западных отрогов Гиссарского хребта, а севернее вдоль погружения хребтов Кураминского и Чаткальского. Не исключено, что этой линии соответствует молодой глубинный разлом, который следует назвать Западно-Тянь-Шаньским (Резвой, 1962). Вдоль этого разлома сформирована Ташкентская предгорная впадина, установленная буровыми и геофизическими работами (Мелькановицкий, 1962).

Область Южного Тянь-Шаня — хребты Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский и Алайский — можно рассматривать как зону сочленения двух крупных неотектонических поднятий Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского и Тянь-Шаньского. Здесь широтная линейность структурных элементов второго поднятия интерферирует с элементами периклиналь-

ного окончания первого, что приводит к очень сложной картине пересечения многочисленных нарушений широтного и северо-восточного направлений (Гиссарский хребет, Южно-Таджикская депрессия, западные окончания Зеравшанского и Туркестанского хребтов). Ферганский межгорный прогиб может рассматриваться в этом случае двояко: и как принадлежащий к числу широтных Тянь-Шаньских структур, и как один из прогибов периклинали Памирско-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия.

Морфология равнинных пространств, примыкающих к орогенной области

Равнинными пространствами, примыкающими к западной части области горообразования Высокой Азии, являются Индостанская эпипротерозойская платформа на юге и эпипалеозойская платформа, лежащая на севере и северо-западе в пределах Туркмении и Казахстана. Тянь-Шаньское и Памиро-Гималайско-Кунь-Луньское поднятия разделены равниной Таримской эпипротерозойской платформы. Все эти пространства вполне отвечают понятию «материковая платформа», возникшему при составлении Карты новейшей тектоники СССР (Н. И. Николаев, 1962; Шульц, 1962).

Платформа Индостана относится к тем древнейшим образованиям, к которым с полным основанием может быть применен термин «древняя платформа». Начав свое платформенное развитие уже в нижнем протерозое (в индийское время), эта область оставалась относительно стабильной во все последующие геологические эпохи вплоть до современной (Кришнан, 1954; Wadia, 1949). Новейшие тектонические движения только в слабой степени нашли в Индостане свое выражение в виде незначительного общего поднятия, распространившегося на обширных пространствах полуострова.

К области незначительных новейших поднятий следует, видимо, отнести образование очень пологого поднятия гор Аравали, вытянутого в северо-восточном направлении.

Эпипалеозойская платформа Туранской низменности и Центрального Казахстана представляет область, которая в противоположность Индостану может быть отнесена к категории «молодых платформ». Ее нижний структурный ярус — складчатый фундамент — повсеместно представлен дислоцированными геосинклинальными формациями палеозоя. Верхний ярус образован мезозойскими и кайнозойскими отложениями различной мощности, но всегда в платформенных формациях, не несущих на себе следов метаморфизма и воздействия магматизма. Палеозойский фундамент занимает в пределах платформы различное положение. На западе, в равнинной части Узбекистана и Туркмении, он достаточно глубоко погружен, а мезозойско-кайнозойский чехол достигает значительной мощности (Туранская плита); на востоке (Казахстанский щит) он почти повсеместно выведен на поверхность (Петрушевский, 1955).

Новейшая тектоническая подвижность эпипалеозойской платформы нашла свое выражение в образовании крупных впадин типа синеклиз и в многочисленных платформенных структурах Туранской плиты, с которыми связана нефтегазоносность и которым посвящена обширная геологическая литература (Борисов и др., 1960).

В качестве переходной зоны между областью горообразования и материковой платформой может быть названо западное продолжение Южного Тянь-Шаня — горы Нуратау, Зирабулак-Зиаэтдин и возвышенности Центральных Кызылкумов. Некоторыми исследователями эта зона зачисляется в область горообразования (Рыжков, 1959).

Таримская платформа принадлежит к участкам слабой новейшей тектонической активности, но целиком входит в состав области горообразования в качестве своеобразного ее элемента, описание которого можно найти в монографиях В. М. Сеницына (1957, 1959). Тарим — крупный элемент новейшей тектоники может быть охарактеризован как область умеренного поднятия, разделяющая Тянь-Шань и Кунь-Лунь. Донеогеновая поверхность располагается здесь на средней абсолютной высоте около 1000 м, что примерно отвечает и отметкам рельефа впадины.

Центральная часть Таримской платформы обладает практически ненарушенным залеганием мезозойских и кайнозойских отложений. Вдоль ее южной окраины тянется широкий пояс холмов, в которых конгломераты плиоцен-плейстоцена образуют два очень пологих антиклинальных перегиба с поперечником до 10 км и с падением в крыльях, не превышающим нескольких градусов. Наиболее значительным нарушением здесь является Мазартагская флексура, возникшая на границе собственно платформы с Предкуньлуньским (Яркендским) предгорным прогибом.

Для северной окраины Тарима в зоне его сочленения с Тянь-Шанем известна целая система новейших тектонических нарушений типа адырных складок (Артушский тип) и моноклинальных нарушений (Кельпинский тип), связанных с блоковыми перемещениями фундамента платформы (В. М. Сеницын, 1957; Фараджев, 1958). Предгорные прогибы Кучарский и Яркендский, образованные у подножий Тянь-Шаня и Кунь-Луна, целиком располагаются в пределах Таримской платформы.

Морфология и стратиграфия предгорных прогибов орогенной области Высокой Азии

Описанные ранее области современного горообразования являются в настоящее время и были, начиная с неогена, ареной денудации. Продукты размыва заполняли те глубокие впадины, которые возникали у подножья гор вместе с их ростом. Таким образом, были созданы мощные толщи обломочных пород, коррелятных поднятиям. Изучение этих отложений является единственным геологическим способом выяснения истории развития области горообразования.

Ниже приводится описание важнейших предгорных прогибов и делаются некоторые выводы из сопоставления разрезов новейших отложений, выполняющих эти прогибы. Описание прогибов разделено на группы, соответствующие двум наиболее крупным поднятиям региона.

Предгорные прогибы Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского орогенного поднятия являются наиболее крупными из всех известных в Высокой Азии. В число их входят Предгималайский, Предкуньлуньский и Преддарвазский. Ферганский прогиб, как указывалось выше, также может быть причислен к этой же группе.

Предгималайский предгорный прогиб. Область между древней платформой Индостана и южным краем поднятия Гималаев следует рассматривать как предгорный прогиб. Сведения о строении прогиба можно почерпнуть у Кришнана (1954), Вадиа (Wadia, 1949) и из других работ индийских геологов. В советской литературе упоминания о строении Предгималайского прогиба имеются у А. А. Богданова (1955), В. М. Сеницына (1956), Н. А. Беляевского (1956), Ю. М. Пущаровского (1959) и др. Большинство исследователей рассматривает Предгималайский прогиб как краевой на границе древней платформы и альпийской складчатой области. Мы предпочитаем говорить о нем как о новейшем предгорном прогибе.

Предгималайский прогиб вытянут вдоль подножия Гималаев на расстояние, превышающее 2500 км при максимальной ширине порядка

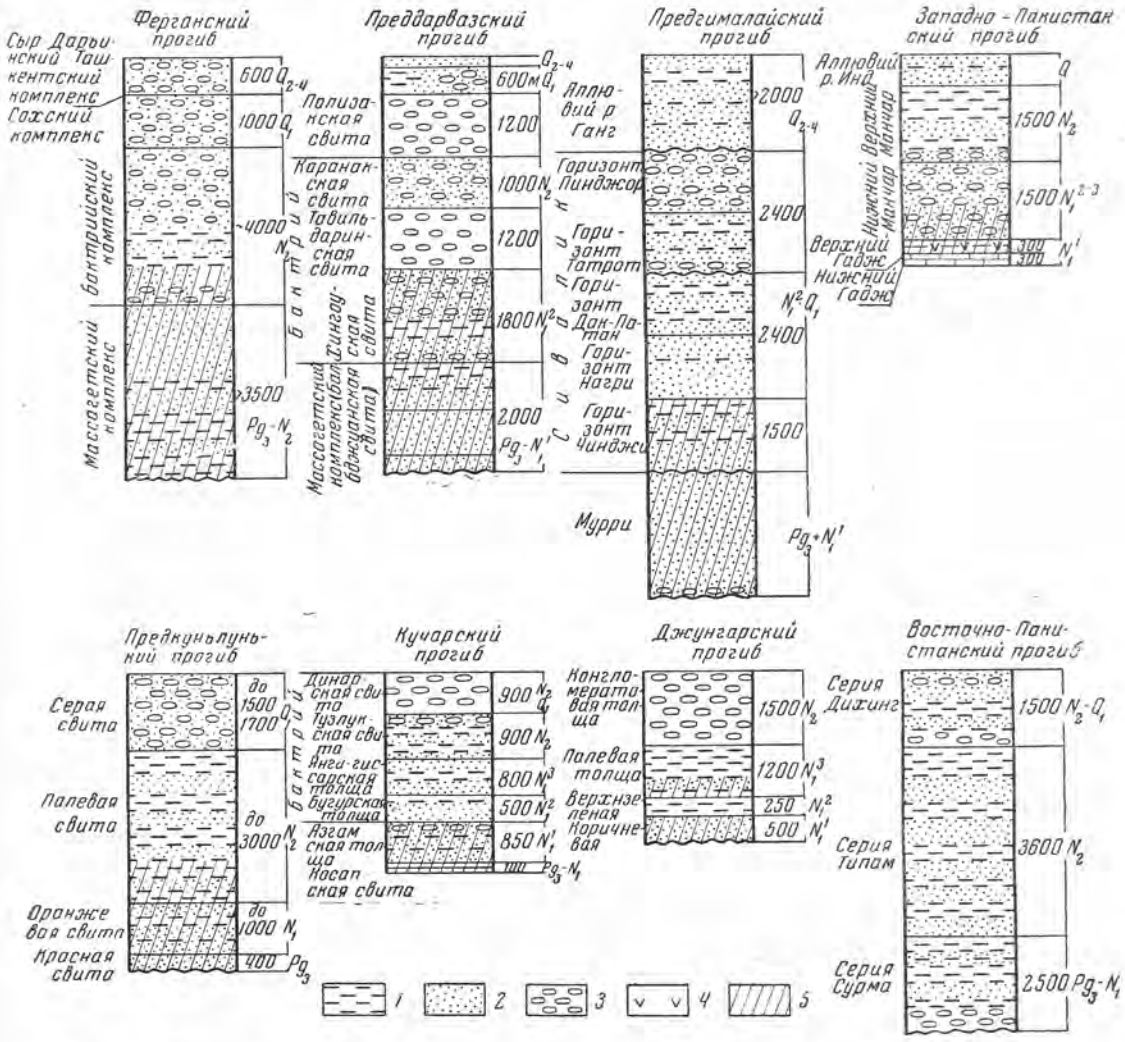


Рис. 2. Стратиграфические разрезы новейших отложений предгорных и межгорных прогибов: 1 — глинистые отложения; 2 — пески и песчаники; 3 — конгломераты и галечники; 4 — гипсы; 5 — красноцветные отложения

250 км. Северное ограничение прогиба очень четкое и отвечает такой же протяженной зоне разломов, известной под названием «Главного пограничного сброса» (Main Boundary Fault) и имеющей характер глубинного разлома. Южное ограничение прогиба менее четкое и скрыто под мощным аллювием Ганга. Платформенное поднятие гор Аравали делит прогиб на две впадины, из которых восточная отличается большими размерами и большей глубиной прогибания.

В основании пород (рис. 2), выполняющих прогиб, залегает красноцветная молассовая толща песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, достигающая в северных частях прогиба мощности до 2400 м и относимая по возрасту к низам миоцена и, возможно, к верхам олигоцена («серия Мурри»). Выше лежит еще более мощная сиваликская формация, сложенная песчаниками, глинистыми породами и конгломератами. В своей нижней части сиваликские отложения имеют красную окраску, которая в средних и верхних частях разреза переходит в серую. Количество конгломератов и грубых песчаников резко возрастает вверх

по разрезу. Возраст сиваликских отложений определяется в пределах средний миоцен — нижний плиоцен включительно, их общая мощность превышает 5000 м. Мощность четвертичных отложений достигает в Предгималайском прогибе порядка 2000 м. Характерная черта прогиба — его асимметричность и максимальное прогибание, мощности выполняющих прогиб отложений достигают максимума в околоторной части и постепенно убывают к югу. Дислоцированность отложений, выполняющих прогиб, также неравномерна. В части, прилегающей к Гималаям, отмечена интенсивная нарушенность муррийских и сиваликских отложений с образованием наклоненных к югу, иногда сильно сжатых и разбитых разломами складок. По мере удаления от гор степень дислоцированности пород быстро падает. Местами отмечено надвигание древних метаморфических пород (докембрий) на рыхлые и слабо уплотненные отложения прогиба.

На востоке (штат Ассам) Предгималайский прогиб испытывает резкое сужение, уменьшение мощности выполняющих его отложений и, там, где р. Брахмапутра образует крутую излучину, постепенно исчезает. Шиллонгским выступом докембрийского фундамента восточная часть прогиба отделена с юга от области развития кайнозойских отложений в пределах Бирманской складчатой системы, уходящей в меридиональном направлении в сторону Индонезии. Попытки некоторых авторов видеть в одной из синклиналий зон этой складчатой системы южное продолжение Предгималайского прогиба представляются нам малоубедительными (Пушаровский, 1959). Об этом говорят резко отличный стратиграфический разрез и вся структурная обстановка Бирманской складчатой зоны, которая является фланговой частью обширной кайнозойской геосинклинальной области. На своем западном продолжении Предгималайский прогиб переходит в так называемую Потварскую геосинклиналь, или Соанский синклиорий (Wadia, 1949), располагающийся между горами Хазара и Соляным краем и имеющий уже широтную вытянутость.

От более восточных частей прогиба Потварская синклиналь отделена системой меридиональных разрывных нарушений, ограничивающих «Джеламский клин» — узкий выступ Индостанской платформы, глубоко вдающийся к северу.

Северо-западным продолжением прогиба следует считать систему впадин в округах Кохат и Банну, а также впадины Пешавара, Желалабада на р. Кабул и ту впадину, в которой расположена столица Афганистана — г. Кабул. Имеющиеся скудные литературные источники свидетельствуют о том, что отложения, выполняющие эти впадины, вполне сходны с отложениями собственно Предгималайского прогиба (Winpe, 1875; Middlemiss, 1896; Hayden, 1911; Wadia, 1949; Кришнан, 1954).

Западно-Пакистанский прогиб, принимаемый обычно за юго-западное продолжение Предгималайского (Пушаровский, 1959), причленяется к последнему под прямым углом в районе Соляного края и уходит далеко на юго-запад к берегам Аравийского моря. Отделяя платформу Индостана от кайнозойской геосинклинали Белуджистана, этот прогиб имеет все черты краевого прогиба, возникшего на последней стадии развития самой геосинклинали.

Новейшие отложения, выполняющие прогиб (серия Манчар), имеют внешнее сходство с сиваликскими, но отличаются от них большей тонкостью своего состава и значительно меньшей мощностью (3000 м), что находится в связи с менее значительными (до 2000 м) новейшими поднятиями, которые испытала замыкающаяся геосинклиналь.

Таким образом, Западно-Пакистанский прогиб имеет по своему происхождению больше общего с Восточно-Пакистанским, чем с Предгималайским, и не входит в систему рассматриваемых нами типичных предгорных прогибов орогенной области Высокой Азии.

Преддарвазский предгорный прогиб окаймляет Памир с запада и намечает собою западную периклиналь всего Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского новейшего поднятия. На севере прогиб заканчивается в хребте Петра Первого, т. е. там, где приходят в соприкосновение ядра поднятий Памира и Тянь-Шаня; на юге имеет торцовое сочленение с системой Гиндукуша, вытянутого здесь в почти широтном направлении.

Стратиграфии Преддарвазского прогиба посвящено много работ, а разрез слагающих его отложений известен с высокой степенью детальности (Чедия, Трофимов, 1962). Прогиб выполнен молассовидными красноцветными отложениями олигоцена и миоцена (бальджуанская и хингоуская свиты) общей мощностью до 3000—4000 м, а также миоцено-плиоценовыми грубовалунными молассами (тавильдаринская, карнакская и полизакская свиты) с мощностью, достигающей 3000—3500 м. Грубообломочные нижнечетвертичные отложения достигают в прогибе мощности 600 м. В структурном отношении здесь выделяют чешуйчатонадвиговую зону, прилегающую к хребтам Дарвазскому, Петра Первого и Заалайскому, и зоны линейных и брахиантиклинальных складок. Преддарвазский предгорный прогиб входит в систему меридиональных прогибов, разделенных относительными поднятиями. Эта система известна в литературе под названием Южно-Таджикской депрессии. Поскольку этот геоструктурный элемент захватывает значительные площади, лежащие за пределом Таджикистана, его правильнее называть Таджикско-Афганской депрессией. Вторым по величине и значению прогибом, входящим в депрессию, следует считать Сурхандарьинскую впадину, лежащую у восточного подножия юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В расширенном понимании всю Таджикско-Афганскую депрессию можно рассматривать как предгорный прогиб западной периклинали Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия.

Ферганский межгорный прогиб, как уже указывалось, лежит целиком в пределах Тянь-Шаня, однако его близкое соседство с окраинными частями Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского поднятия и сходство его строения с описанными предгорными прогибами позволяют поместить его рядом с ними и считать, что он тоже входит в единую цепочку прогибов, окаймляющих это грандиозное поднятие.

Фергане посвящена настолько большая геологическая литература, что даже простое перечисление работ невозможно. К наиболее поздним сводкам относятся работы А. И. Суворова (1954), О. А. Рыжкова (1959₂) и Б. С. Вольвовского (1962).

Ферганская депрессия представляет собой межгорный прогиб, ограниченный с северо-запада хребтами Кураминским и Чаткальским, с востока Ферганским и с юга Алайским и Туркестанским. Депрессия имеет в плане форму треугольника с основанием, вытянутым вдоль подножия Алайского и Туркестанского хребтов, ее длина достигает 400 км при ширине около 200 км. С трех сторон Фергана ограничена Северо-Ферганским, Букантау-Южно-Ферганским и Таласо-Ферганским глубинными разломами. Депрессия выполнена достаточно мощным комплексом морских мезозойских и палеогеновых отложений, выше которых лежат гораздо более мощные континентальные образования неоген-четвертичного возраста. Красноцветный массагетский комплекс (олигоцен — миоцен) состоит в нижней части преимущественно из глинисто-песчанистых, а в верхней — из песчаных отложений с общей мощностью порядка 3500—4000 м. Бактрийский комплекс (плиоцен) представлен серыми обломочными образованиями, внизу преимущественно песчано-глинистыми, вверху — конгломератами с общей мощностью около 4000 м. Еще выше залегают нижнечетвертичные «сохские» конгломераты и более молодые четвертичные образования мощностью не менее 1500 м.

Строение новейших отложений Ферганы обладает значительной сложностью. Вдоль южной и северо-западной окраин прогиба известны зоны адырных складок и антиклинальных поднятий, детально описанных в упомянутых сводных и в других работах (Суворов, 1954; Рыжков, 1959₂; Резвой, 1954).

Предкуньлуьнский предгорный прогиб известен по работам Н. А. Беляевского (1947₂, 1948₁), В. М. Симицына (1957, 1959), В. Г. Казьмина и В. А. Фараджева (1961) и других исследователей. Предкуньлуьнский, или Яркендский, предгорный прогиб развивался в новейший отрезок геологической истории унаследованно от более ранних мезозойского и палеогенового этапов с той только разницей, что до конца палеогена в нем отлагались морские отложения, а в конце олигоцена началось интенсивное отложение континентального орогенного комплекса.

Предкуньлуьнский прогиб имеет вытянутую форму и прослеживается вдоль подножия западного Кунь-Луна на 850 км при ширине до 200 км. Северным ограничением прогиба служит выраженная в рельефе флексура гор Мазартаг, где и проходит граница с Таримской платформой.

В основании новейшего орогенного комплекса прогиба залегает «оранжевая толща» песчано-глинистого состава, достигающая мощности 1000 м и отвечающая, видимо, массагетской толще ферганского разреза (олигоцен — миоцен). Выше залегают песчано-глинистая «палевая толща» (до 3000 м) и «серая» конгломератовая (1500—1700 м), относимые к плейстоцену.

В этих толщах Предкуньлуьского прогиба, как и во всех других прогибах, обнаруживаются частые изменения литологического состава и мощностей отложений. Наиболее существенные изменения выражены постепенным замещением грубообломочных отложений мелкообломочными при удалении от горных хребтов к окружающим равнинным пространствам. Мощности при движении в этом же направлении быстро нарастают, достигая в 5—10 км от хребтов своего максимума (тысячи метров), а затем постепенно уменьшаются к краю прогиба (В. М. Симицын, 1957).

Предгорные прогибы Тянь-Шаньского орогенного поднятия

В число предгорных прогибов Тянь-Шаньского поднятия входят Приташкентский, Чуйский, Илийский, Джунгарский и Кучарский. Наиболее крупны и отчетливо выражены два последних, обрамляющие восточную часть Тянь-Шаня. Чуйский и Илийский прогибы лежат вдоль северной границы орогенной области там, где от нее отходят поднятия — аппендиксы северо-западного направления. Приташкентский прогиб является периклинальным, он лежит на западном ограничении поднятия; Ферганский, Нарынский, Иссык-Кульский и Кульджинский прогибы по отношению к Тянь-Шаньскому поднятию считаются межгорными, они связаны с крупными глубинными разломами, рассекающими поднятие в широтных направлениях.

Джунгарский предгорный прогиб обладает громадными размерами и вытянут в длину более чем на 800 км при ширине около 200 км. По данным В. М. Симицына (1959), Б. А. Петрушевского (1955), М. Н. Сандова (1956) и других исследователей, формирование прогиба началось в мезозое и продолжалось в палеогене, когда здесь накопились большие мощности отложений этого возраста. Разрез новейших отложений начинается, по М. Н. Саидову (1956), «коричневой» песчано-глинистой и «зеленой» свитами глин, отвечающих, видимо, олигоцен — миоцену, с мощностями порядка 750 м, выше которых залегает мощная палевая свита песчано-глинистого состава мощностью около 1200 м (миоцен)

и еще выше — конгломератовая свита плиоцен-нижнечетвертичного возраста мощностью свыше 1500 м. Распределение мощностей показывает резкую асимметрию Джунгарского прогиба, максимальные мощности тяготеют к южному притяньшаньскому его борту.

Кучарский предгорный прогиб лежит у южного подножия Тянь-Шаня на его границе с Таримской платформой и лучше всего известен по описаниям Н. А. Беляевского (1948₂), В. М. Синицына (1957) и К. Н. Кравченко (1958). Как показывают сопоставления, выполненные последним исследователем, Кучарский прогиб имеет много общего с Джунгарским. На мощных континентальных отложениях мезозоя и палеогена здесь залегает красноцветный комплекс песчано-глинистых отложений мощностью до 1000 м, отвечающий по возрасту олигоцен — миоцену (косапская и азгамская толщи К. Н. Кравченко), выше которого залегает бактрийская серия палевых и серых песчано-глинистых отложений (бугурская, янги-гиссарская и тузлукская толщи). Разрез венчается конгломератами динарской толщи плиоцен-нижнечетвертичного возраста мощностью порядка 900 м.

Дислоцированность мезозойско-кайнозойского покрова южной окраины Джунгарского прогиба выражена развитием здесь простых синклиналей и антиклиналей, вытянутых параллельно южному краю прогиба. С приближением к Тянь-Шаню интенсивность дислокаций возрастает, с удалением падает (Петрушевский, 1955).

Следует указать, что в сводке Хуан Цзи-цзиня (1952) подобные складчатые зоны в пределах новейших прогибов носят названия «Гималаид в форме краевых складок».

Чуйский предгорный прогиб может быть выделен как восточная часть обширной Чуйской синеклизы Б. А. Петрушевского (1955), где в остром углу, образованном Чулийскими горами и Киргизским хребтом, расположена наиболее прогнутая часть впадины. По данным С. С. Шульца (1948), в основании разреза здесь залегает песчано-глинистая толща (Тг + Ст?) мощностью в разрезе р. Карабалты до 740 м. В более высоких частях разреза выделены соленосная (500 м) и пестроцветная (200 м) свиты озерно-континентального происхождения, относимые к миоцену и низам плиоцена. Более грубообломочные отложения с последовательным увеличением прослоев конгломератов (палевая свита) венчаются свитой грубых серых конгломератов, относимых уже к нижнечетвертичному возрасту. Мощность палевой свиты определяется в 800—2000 м, конгломератовой — в 1000 м. Максимальные мощности отложений локализуются вдоль южного края прогиба, уменьшаясь к северу и северо-западу.

Дислоцированность новейших отложений Чуйского прогиба выражена развитием четких антиклинальных складок, тяготеющих к окраинам Киргизского хребта и горам Каратау. По мере удаления от гор залегание пород становится практически горизонтальным (Шульц, 1948).

Сведения о достаточно глубоком Приташкентском предгорном прогибе, выполненном мезозойскими и кайнозойскими отложениями, можно найти у Б. А. Петрушевского (1955), который выделяет здесь «Приташкентскую синклиналь», условно определяя мощность ее отложений свыше 1500 м. Более поздние геофизические исследования И. М. Мелькановицкого (1962) показывают, что общее погружение палеозойского фундамента во впадине, ограниченной на востоке погружением отрогов Чаткальского и Кураминского хребтов, превышает 3000 м. На долю мезозойских пород приходится около 1500 м, мощность песчано-глинистых отложений олигоцен-миоцена — 1200—1600 м, а конгломератов неоген-четвертичного возраста составляет около 1000 м. Приташкентский предгорный прогиб вытянут в северо-восточном направлении

и имеет ширину порядка 70—75 км. Поднятием Приташкентских Чулей этот прогиб отделен от сходного с ним по строению прогиба у станции Арысь, лежащего в углу, образованном Чулями и горами Каратау.

Таким образом, система указанных двух прогибов служит как бы западным периклинальным ограничением Тянь-Шаньского орогенического поднятия, а вместе с тем и всей новейшей орогенной области Высокой Азии.

Выводы из рассмотрения морфологии и стратиграфии краевых и некоторых межгорных прогибов обширной новейшей орогенной области Высокой Азии сводятся к следующему.

1. Все прогибы этой громадной территории показывают удивительное постоянство строения своего стратиграфического разреза. Здесь может быть намечена единая и общая принципиальная схема чередования новейших осадочных терригенных компонентов: красноцветные, обычно глинистые или песчано-глинистые отложения верхов олигоцен-низов миоцена (серия Мурри Гималаев, массагетский комплекс Дарваза и Ферганы, коричневая свита Джунгарии, красная и оранжевая свиты Предкуньлуня и азгамская толща Кучара); палевые или сероцветные отложения миоцен-плиоцена, песчано-глинистые с признаками конгломератов (сивалик Гималаев, бактрийский комплекс Тянь-Шаня); конгломератовые толщи плиоцен-плейстоценового возраста (свиты Татрот и Пинд-жар верхнего сивалика, сохские конгломераты Ферганы, полизакская свита Дарваза, динарская толща Кучарского прогиба и др.).

2. Формирование сходных разрезов, удаленных один от другого на тысячи километров, проходило в удивительно сходных условиях. Независимо от того, существовало или нет преднеогенное море в том или ином регионе, с конца палеогена начинается повсеместное поднятие громадной области и ее полное осушение. Накопление красноцветов происходит в условиях мелководных лагунных и озерных бассейнов, куда сносятся красноцветная кора выветривания с размываемых поднятий. Постепенное погрубение материала в среднем и верхнем миоцене указывает на все усиливающийся темп поднятий, а растущая мощность отложений — на ускоряющийся темп погружений в прогибах. Начало четвертичного периода повсеместно отмечено резким погружением выносимых продуктов размыва. Мощные конгломераты знаменуют скачок в усилении контрастности движений.

Наконец, существование современных горных стран, в том числе таких грандиозных сооружений, как Гималаи, Каракорум, Тянь-Шань и другие хребты Высокой Азии, свидетельствуют о продолжающемся поднятия, с которым не может справиться исключительно энергичная денудация.

3. Анализируя мощности накопленных в предгорных прогибах отложений, можно отметить, что контрастность движений не была повсеместно одинаковой. Это позволяет разделить орогенную область Высокой Азии на отдельные поднятия. Так, например, прогибы с максимальными значениями мощностей — Предгималайский (до 10 000 м), Преддарвазский (8000 м), Предкуньлуньский (6000 м) и Ферганский (9000 м) — ясно очерчивают крупнейшее на Земле Памиро-Гималайско-Кунь-Луньское поднятие, а прогибы второго порядка — Джунгарский (3500 м), Кучарский (4000 м), Чуйский (2600 м), Приташкентский (2500 м) — поднятие Тянь-Шаньское, значительно уступающее первому по своим размерам. Можно считать, что мощности новейших отложений в прогибах примерно соответствуют абсолютной высоте тектонического рельефа новейших поднятий.

4. Форма всех предгорных прогибов удивительно постоянна и не зависит от того, является субстрат, на котором прогиб развивается, древней платформой или недавней складчатой областью, развившейся из

геосинклинали. Все описанные выше прогибы имеют удлиненно вытянутую, иногда овальную форму и резко асимметричный поперечный профиль с крутым бортом, примыкающим к растущему поднятию, и очень пологим, уходящим в сторону окружающей равнины¹.

5. Все предгорные прогибы связаны с глубинными разломами, разделяющими области поднятий и опусканий.

О донеогеновых геоструктурных элементах орогенной области Высокой Азии

Одним из вопросов изучения орогенной области Высокой Азии является вопрос о связи новейших геологических структур со структурами, созданными здесь до эпохи горообразования. Для этого необходимо хотя бы кратко остановиться на донеогеновом строении региона. Удобнее всего это сделать, рассматривая схему соотношения донеогеновых геоструктурных элементов Высокой Азии (рис. 3). На схеме выделены древние (эпипротерозойские) платформы Индостанская и Таримская и геосинклинальные пояса, начиная с протерозоя. Основанием для их выделения служит присутствие геосинклинальных формаций соответствующего возраста.

В пределах геосинклинальных поясов показаны участки более древних ядер, обычно докембрийских, и участки геосинклинального заполнения разного возраста.

Протерозойско - нижнепалеозойский геосинклинальный пояс Гималаев. В современной геологической литературе Гималаи обычно рассматриваются как часть единой альпийской геосинклинальной системы Тетис. Однако существуют точки зрения о значительно более древнем возрасте этой складчатой области, в частности, один из первых исследователей геологии Гималаев Миддлмисс приводит очень определенные доводы в пользу раннепалеозойского, а скорее даже допалеозойского возраста Гималайской геосинклинали. В своей недавней работе китайский тектонист Хуан Цзи-цин (1961), указывая на полное отсутствие в Гималаях геосинклинальных формаций моложе нижнего палеозоя, ставит законный вопрос о возможности считать их областью альпийской геосинклинали. Не останавливаясь на деталях геологии этого региона и отсылая к сводкам Кришнаана (1954) и Вадиа (Wadia, 1949), напомним только, что в Гималаях резко преобладают кристаллические породы допалеозойского возраста, а заведомо палеозойские известны на очень ограниченных пространствах и представлены слабо метаморфизованными осадочными образованиями, слагающими маломощную и отнюдь не геосинклинального облика формацию (долина р. Спити, Кашмир). Мезозойские отложения собственно Гималаев также не пользуются сколько-нибудь широким распространением и не являются типичными для геосинклинали. Что касается верхнемеловых и палеогеновых образований, то они приурочены к узкому приразломному прогибу в верховьях долины р. Инд и не идут ни в какое сравнение с широко распространенными и мощными отложениями этого возраста, известными в соседних геосинклиналях Белуджистана и Бирмы (Резвой, 1961).

Проявление интрузивного магматизма ограничено штоками и дайками ультраосновного состава, известными в долине р. Инд. Доказанных интрузивных пород кислого и среднего состава, внедрившихся в толщи палеозоя, мезозоя и кайнозоя, неизвестно (Middlemiss, 1896; Terra, 1932).

Мезозойский геосинклинальный пояс Каракорума,

¹ Исключение составляет Фергана, являющаяся межгорным прогибом, окруженным со всех сторон поднятиями.

Памира и Гиндукуша освещается в работах Н. А. Беляевского (1947, 1956), В. М. Сеницына (1956, 1956), Б. П. Бархатова (1961, 1962), Б. А. Петрушевского (1961) и в ряде работ зарубежных исследователей. В строении пояса главная роль принадлежит мощному геосинклинальному комплексу верхнепалеозойских, триасовых и юрских отложений, значительные пространства заняты выступами допалеозойского кристаллического фундамента. На востоке мезозойский геосинклинальный пояс постепенно деградирует и переходит в Тибетский срединный массив. Западное продолжение пояса усматривается многими исследователями в Гиндукуше и Паропамизе (Сеницын, 1956; Петрушевский, 1961).

Тибет очень мало описан в геологической литературе и, по мнению В. М. Сеницына (1959), в своей центральной части может считаться мезозойским срединным массивом с высокостоящим кристаллическим фундаментом и малыми мощностями осадочных образований мезозоя. Во многих отношениях Тибет напоминает Таримскую платформу, отличаясь от нее общей поднятостью, возникшей на новейшем этапе развития.

Палеозойский геосинклинальный пояс Тянь-Шаня, Северного Памира и Кунь-Луня охватывает всю северную часть орогенной области Высокой Азии. Имеющаяся геологическая литература позволяет, не останавливаясь на изложении деталей строения пояса, коснуться только его наиболее существенных черт.

Северный Памир и Западный Кунь-Лунь можно характеризовать как область, где наряду с крупными устойчивыми поднятиями, сложенными докембрийскими кристаллическими породами, начинающаяся с кембрия, формировались геосинклинальные прогибы, приостановившиеся в своем развитии с конца ордовика до начала девона, а затем снова вступившие в прогибание, которое закончилось накоплением мощных терригенных толщ нижней и верхней перми. Накопленные в течение палеозоя толщи обладают громадными мощностями и прорваны интрузивами гранитоидов средне- и верхнепалеозойского возраста. Структура отличается сложностью и разнообразием (Крестников, 1959).

Южный Тянь-Шань, включая хребет Кокшаал, может рассматриваться как единая геосинклинальная система, прогибание которой началось в ордовике и закончилось в верхнем карбоне и нижней перми накоплением мощных молассовидных толщ большой мощности. Известны интрузии гранитоидов нижнепермского и более раннего верхнепалеозойского времени (Сеницын, 1960; Резвой, 1959). Особо здесь следует выделить среднепалеозойские геоантиклинальные области: Южно-Гиссарскую на месте юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикско-Афганской депрессии и Курамино-Ферганскую на месте Кураминского хребта, а также к западу и востоку от него под покровом более молодых отложений. Для геоантиклиналей характерны сильно сокращенный разрез среднего палеозоя, обилие и разнообразие верхнепалеозойских гранитоидов и мощный наземный вулканизм конца палеозоя (Карпова, 1961).

Нижнепалеозойский геосинклинальный пояс Северного Тянь-Шаня, по данным В. Г. Королева (1961), представлял собой область интенсивного накопления протерозойских и нижнепалеозойских терригенно-вулканогенных толщ большой мощности. Неоднократные поднятия сопровождалось внедрением крупных гранитоидных батолитов. Средний и верхний палеозой — время образования эпикаледонских депрессий с красноцветно-карбонатно-вулканогенным заполнением (В. А. Николаев, 1953; Карпова, 1961).

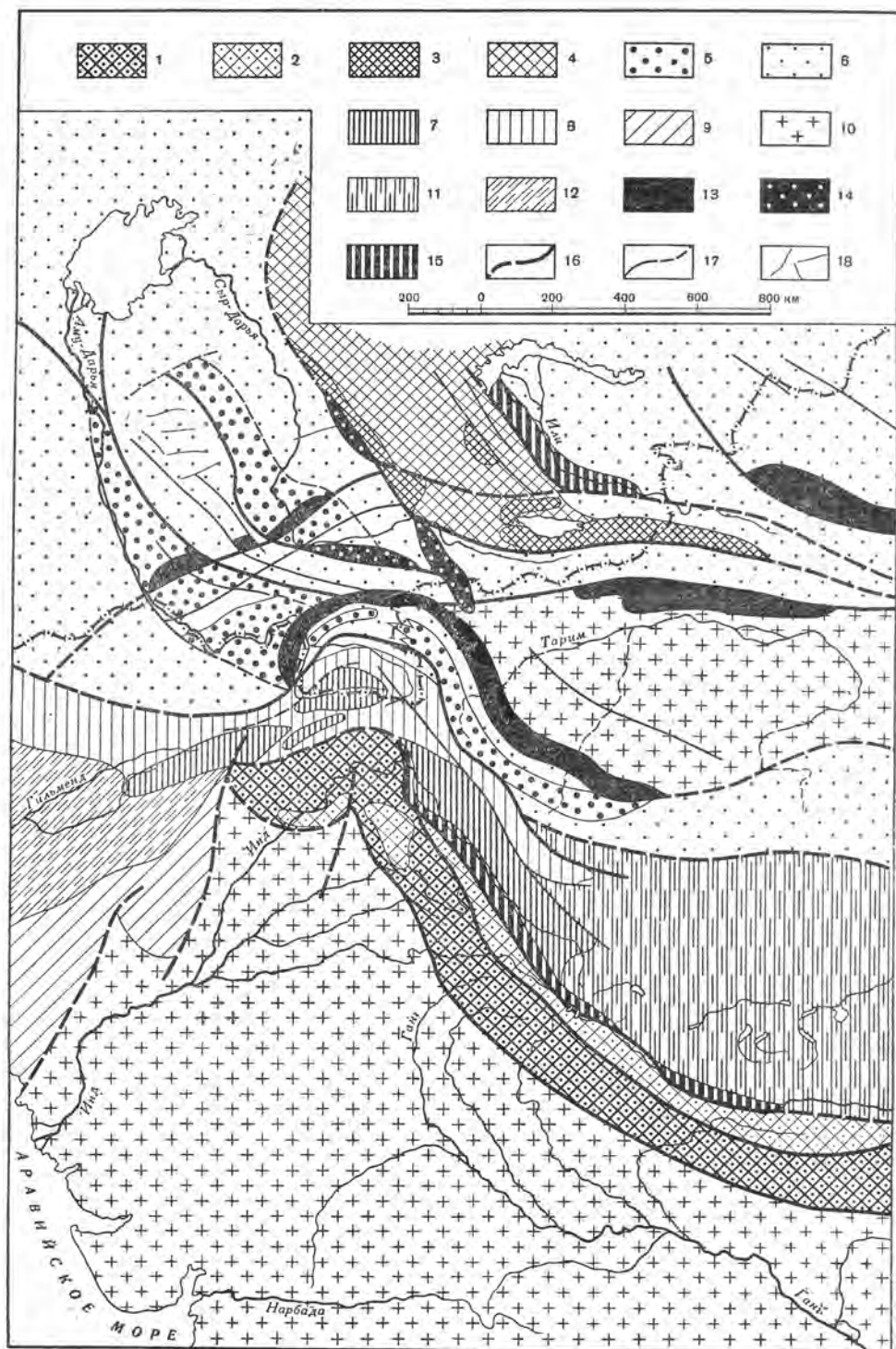


Рис. 3. Схема соотношения докееновых геоструктурных элементов Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Кунь-Луня, Каракорума и Гималаев

Геосинклинальные пояса. Протерозойско-нижнепалеозойские: 1 — допалеозойское и нижнепалеозойское основание; 2 — прогибы с палеозойским и мезозойским заполнением. Нижнепалеозойские: 3 — докембрийские ядра; 4 — геосинклинальное заполнение. Средне-верхнепалеозойские: 5 — докембрийские ядра и геосинклинальные зоны; 6 — геосинклинальное заполнение. Мезозойские: 7 — докембрийские ядра; 8 — геосинклинальное заполнение. Кайнозойские: 9 — геосинклинальное заполнение; 10 — эпипротерозойские платформы. Срединные массивы: 11 — с мезозойским покровом, 12 — с кайнозойским покровом. Приразломные прогибы с различным заполнением отложениями: 13 — мезозой-палеогена, 14 — триас-юра, 15 — мел-палеогена. Глубинные разломы (швы): 16 — первого порядка, 17 — второго порядка, 18 — разломы

О глубинных разломах и приразломных прогибах орогенной области Высокой Азии

Все важнейшие геоструктурные элементы Высокой Азии отделены друг от друга глубинными швами или глубинными разломами в понимании этого термина, предложенного А. В. Пейве (1945).

Гималаи. «Главный пограничный разлом» (Main Boundary Fault) отделяет платформу Индостана от протерозойско-нижнепалеозойского геосинклинального пояса Гималаев и является, несомненно, очень важной структурной линией всего Азиатского материка. Глубина заложения «пограничного разлома» определяется его колоссальной протяженностью, а длительность существования — его активностью вплоть до новейшего времени. Не меньшее значение принадлежит глубинному разлому, проходящему вдоль оси Гималаев и отделяющему «кристаллическое ядро» этого хребта от «тибетской зоны» развития палеозойских и мезозойских отложений. К этому разлому приурочен узкий грабенообразный прогиб, выполненный «флишем Инда», и офиолитовый пояс Гималаев. Новейшая активность Центрально-Гималайского разлома фиксируется образованием того резкого уступа, вдоль которого расположены почти все «восьмитысячники» Гималаев.

Система глубинных разломов, очевидно, меньшего значения заложена в северо-восточном направлении и отделяет платформу Индостана от геосинклинальной кайнозойской области Белуджистана. В том месте, где обе системы торцово сочленяются вместе, образован Джеламский «клин», или выступ платформы, глубоко вдающийся к северу.

Каракорум, Кунь-Лунь, Памир. Мезозойский геосинклинальный пояс ограничен с юго-запада разломами, соединяющимися с Центрально-Гималайским разломом. Северо-восточное ограничение пояса проходит по целой системе глубинных разломов, описанных в свое время Н. А. Беляевским (1949). Возвращаясь к этому вопросу, М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961) считают эту глубинно-разломную зону одной из важнейших структурно-тектонических границ Центральной Азии и протягивают ее на соединение с Таласо-Ферганским разломом такого же северо-западного направления. О возможности такого соединения писал Н. М. Синицын (1960). Существование подобной северо-западной глубинно-разломной зоны самого крупного значения представляется справедливым, однако непосредственным продолжением глубинных разломов Каракорума и Кунь-Луня служит Акбайтальско-Упрангская зона глубинных разломов, отграничивающая памирскую часть мезозойского геосинклинального пояса от палеозойского пояса Северного Памира — Западного Кунь-Луня. Описание этой сложной зоны разломов можно найти у многих авторов (В. А. Николаев, 1953; Беляевский, 1947₂; Кухтиков, 1956; Бархатов, 1961). Одной из особенностей этой зоны является ее слабая выраженность на новейшем тектоническом этапе. Это касается как Акбайтальско-Упрангской ее части, так и Таласо-Ферганской.

Дарваз-Каракульско-Яркендская зона глубинных разломов представляет мощную дугу, опоясывающую Памир и Западный Кунь-Лунь с севера. Описанию этой зоны посвящена очень большая литература, главным образом вопросам геологической границы Памира с Тянь-Шанем (Мушкетов, 1919; Марковский, 1936; Кухтиков, 1956; Губин, 1960). Эта зона становится активной в верхнем палеозое, когда вдоль нее формируется приразломный прогиб, выполнявшийся пермскими терригенно-вулканогенными отложениями. Накопление в узкой приразломной зоне продолжается в юре (мынтекинская толща), а также в мелу и в палеогене. На новейшем этапе зона фигурирует как чрезвычай-

чайно активный рубеж, ограничивающий Памиро-Гималайско-Кунь-Луньское поднятие с северо-запада.

Тянь - Шань. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня отличаются значительной прямолинейностью и общей широтной ориентировкой. Среди них наиболее важны Арало-Гиссарский, Зеравшанский, Туркестанский и Букантау-Южно-Ферганский (Резвой, 1959, 1960). Все они были в палеозое границами геоструктурных элементов разного порядка, а в мезозое вдоль некоторых развивались приразломные прогибы (юрские угленосные отложения вдоль Букантау — Южно-Ферганского и Таласо-Ферганского разломов).

В новейшей структуре все глубинные разломы служат границами областей поднятия и погружения. Среди глубинных разломов Северного Тянь-Шаня наибольшее значение имеет «важнейшая структурная линия» В. А. Николаева (1933), разделяющая каледонииды Северного Тянь-Шаня от герцинид Южного.

Несколько особняком стоит система северо-восточных глубинных разломов, о которых упоминалось выше, ограничивающих орогенную область Высокой Азии с запада. Они наиболее молодые среди образований подобного рода. По времени своего заложения эти разломы относятся к мезозою. Они резко дискордантны по отношению к широтным глубинным разломам более древнего заложения. Геологическая структура в области пересечения обеих систем отличается особой сложностью.

Выводы

1. Великое новейшее поднятие Высокой Азии несомненно является единым геоструктурным элементом и его необходимо отнести к особой группе тектонических образований, не нашедших пока еще своего точного терминологического обозначения. Единство этого поднятия подчеркивается удивительным однообразием строения окружающих предгорных прогибов. Различия в мощностях и составе отложений, выполняющих прогибы, подчеркивают только неравномерность развития поднятия в пространстве и во времени и этого единства отнюдь не умаляют.

2. Контурсы поднятия, как правило, совпадают с зонами глубинных разломов, имеющих весьма длительную историю развития и глубокое заложение, проникающее, вероятно, на всю толщу земной коры. Многие глубинные разломы были активизированы новейшими движениями после очень длительной приостановки их тектонической жизни.

Контурсы поднятия очень точно следуют изменениям толщины земной коры. Участкам максимального воздымания (Памир, Гималаи) соответствует толщина коры до 75 км, а границы поднятия совпадают с изолинией 55 км (см. рис. 1) (Р. М. Деменицкая, П. Н. Кропоткин — см. Карту новейшей тектоники СССР, 1959).

3. Новейшее орогенное поднятие Высокой Азии захватило область, некоторые части которой проходили весьма различную предыдущую историю геологического развития. Здесь развиты древние и молодые платформы и геосинклинальные пояса всех возрастов. Это также подчеркивает самостоятельность поднятия как своеобразного геоструктурного элемента.

В качестве вывода из этого положения следует установить и независимость возникшего поднятия от развития кайнозойских (альпийских) геосинклиналей. Поднятие развилось независимо от кайнозойских геосинклиналей и, более того, на его территории нет сколько-нибудь существенных геосинклинальных прогибов этого возраста. Весьма вероятно, что из альпийской геосинклинальной области юга Азиатского материка следует исключить такие наиболее поднятые участки, как Гималаи, Каракорум и Тибет.

4. Пытаясь квалифицировать новейшее поднятие Высокой Азии, различные исследователи почти всегда сходились на мнении о том, что явления подобного рода неизвестны в прошедшей истории развития Земли, и предлагали для него много названий: «область геоантиклинального развития», «горообразование», «орогенеза», «тектонической переработки» и «тектонической активизации» (Белоусов, 1962). Все предложенные термины отвечают в какой-то мере сути дела, выработка окончательного определения — дело будущего, сейчас же важно, чтобы области, подобные орогенному поднятию Высокой Азии, нашли свое место на региональных тектонических картах и не терялись бы среди других геоструктурных элементов, часто уступающих им в своих размерах и по своим значениям.

Литература

- Бархатов Б. П. Принципы тектонического районирования Памира.— Вестник Ленингр. ун-та, 1961, № 3.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Автореф. докт. дисс. Л., 1962.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Беляевский Н. А. 1. К геологии Каракорума.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Беляевский Н. А. 2. О третичных отложениях высокогорных областей Западного Куэнь-Луня.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 6.
- Беляевский Н. А. 3. Основные черты стратиграфии западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6.
- Беляевский Н. А. 1. К орографии и геоморфологии областей Западного Куэнь-Луня.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948, вып. 3.
- Беляевский Н. А. 2. Мезо-кайнозойские отложения южных склонов Восточного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1948, 61, № 1.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Беляевский Н. А. История тектонического развития Центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий.— В кн.: Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестник Моск. ун-та, серия геол., 1955, № 8.
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Семенович В. В. Очерки геологического строения и нефтегазоносность Средней Азии. М., Госолтехиздат, 1960.
- Вадиа Д. Н. Тектоника Северной Индии.— В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Вольвовский Б. С. Методика сейсмических исследований глубинного строения Ферганской межгорной впадины. Автореф. канд. дисс. Ашхабад, 1962.
- Геологическая карта Евразии. Под ред. акад. Н. С. Шатского при участии А. Х. Иванова и В. М. Синицына. М., Изд-во ГУГК, 1954.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н., Резанов И. А., Рейснер Г. И. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 8.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Казьмин В. Г., Фарраджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куэнь-Луня.— Сов. геол., 1961, № 8.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1:5 000 000. Под ред. Н. И. Николаева, С. С. Шульца. М., Изд-во М-ва геол. и охраны недр СССР, 1959.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3.
- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии.— В кн.: Сборник трудов геологического факультета Московского государственного университета (к XXI сессии Международного геологического конгресса). М., 1961.
- Кравченко К. Н. Новые данные по стратиграфии Кучарского прогиба (Синицян).— Сов. геол., 1958, № 8.
- Крестников В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 6.

- Крестинков В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии, ч. 1—2.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 4 и 7.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Пер. с англ. яз. М., ИЛ, 1954.
- Курдюков К. В. О параллелизме геологического и палеогеографического развития Южной Ферганы и Северо-Западного Пенджаба.— Проблемы физ. геогр., 1951, 16.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Ученые записки Тадж. ун-та, 1956, 12. Труды факультета естеств. наук, вып. 2.
- Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мелькановицкий И. М. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований.— Сов. геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 34, вып. 4.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем.— Материалы по общей и прикл. геол., 1919, вып. 10.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. Всерос. мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон и подвижных поясов земной коры.— Сов. геол., 1944, сб. 1.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Николаев Н. И. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР.— Сов. геол., 1962, № 5.
- Николаев Н. И., Шульдц С. С. Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР.— В кн.: Материалы Второго геоморфологического совещания Геоморфологической комиссии СССР. М., 1959.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 34, вып. 4.
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1954, 26.
- Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, т. 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Резвой Д. П. Проблемы тектонического районирования Средней Азии.— Ученые записки Средне-Азиатского н.-и. ин-та геол. и мин. сырья, 1960, вып. 3.
- Резвой Д. П. Некоторые соображения о геологическом развитии Гималайской части Тетиса.— Геологический сборник Львов. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
- Резвой Д. П. О Западнотяньшаньском поперечном глубинном шве.— Вестн. геол. факультета Львов. ун-та, 1962, № 1.
- Рыжков О. А. 1. К характеристике альпийской тектоники антиклинальных поднятий юго-западных Кызыл-Кумов.— Докл. АН УзССР, 1959, № 9.
- Рыжков О. А. 2. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Саидов М. Н. Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины (основные черты стратиграфии).— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Синицын В. М. Тектоническая карта зарубежной Азии.— В кн.: Арманд Д. Л. и др. Зарубежная Азия. М., Учпедгиз, 1956.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 158, геол. сер. (№ 68).

- Фараджев В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР).— Геологический сборник Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Хуан Бо-цин¹. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.
- Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая.— Сов. геол., 1961, № 9.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана.— В кн.: Новейший этап развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Шульц С. С. Новейшая тектоника и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР.— Сов. геол., 1962, № 5.
- Hayden H. H. The geology of Northern Afganistan. Calcutta, 1911.
- Middlemiss C. J. The geology of Hazara and the Black Mountain. Calcutta, 1896.
- Terra de H. Geologische Forschungen im Westlichen K'un-lun und Kara-Korum und Himalaya, Berlin, 1932.
- Wadia D. N. Geology of India. London, 1949.
- Winne A. B. The Trans-Indus salt region in the Kohat District. Calcutta, 1875.

¹ В книге ошибочно напечатано Хуан Бо-цин вместо Хуан Цзи-цин.

Тектоника межгорных впадин Центральной Азии в связи с их нефтегазоносностью

В статье рассматриваются тектонические особенности межгорных впадин Центральной Азии и смежных областей Средней Азии и Забайкалья в связи с перспективами нефтегазоносности выполняющих их отложений и даются схемы классификации и тектонического районирования этих структур. Авторами статьи написаны следующие разделы. М. И. Варенцовым — введение, обоснование классификации впадин, характеристика Цайдамской, Таримской, Сычуаньской, Суньяло и других впадин Центральной Азии и сопредельных областей Дальнего Востока; Г. Е. Рябухиным — характеристика Байкальских впадин; М. И. Варенцовым, Г. Е. Рябухиным и Ван Де-кунем — тектоника Ферганской, Илийской и Иссык-Кульской впадин. Заключительный раздел — проблема нефтегазоносности межгорных впадин — написана М. И. Варенцовым и Г. Е. Рябухиным.

На указанной обширной территории (более 10 млн. км²) межгорные впадины имеют весьма широкое распространение. Процессы образования и тектонического формирования этих впадин наиболее интенсивно развивались в мезозойское и особенно в кайнозойское и четвертичное время.

На тектонических картах СССР и сопредельных стран под редакцией Н. С. Шатского (1956) и на тектонической карте КНР под редакцией Чжан Вень-ю (1959) в пределах рассматриваемых территорий выделены области докембрийской, палеозойской (каледонской и герцинской), мезозойской и кайнозойской (альпийской и гималайской) складчатостей, внутри которых расположено большое количество разнообразных межгорных и так называемых внутригорных впадин различного возраста (палеозойского, мезозойского и кайнозойского).

Кроме того, рассматриваемая территория частично включает окраины ряда древних (докембрийских) и молодых (эпигерцинских) платформ, в пределах которых выделяются соответствующие впадины. Некоторые из этих впадин тоже можно отнести к типу межгорных. Особенно большой интерес представляют межгорные впадины, расположенные на территории древней Южно-Китайской (Индосинийской) платформы, сильно дислоцированной (активизированной) мезозойскими (яньшаньскими) и более молодыми кайнозойскими (гималайскими) тектоническими движениями.

Межгорные впадины являются весьма характерными элементами тектоники и геоморфологии для всей обширной территории Центральной Азии и смежных областей, сильно активизированных молодыми неотектоническими движениями. В результате оживления в Азии контрастных колебательных движений в мезозойско-кайнозойское и четвертичное время образовались грандиозные горные системы Тянь-Шаня, Памира, Кунь-Луня, Тибета, Гималаев и других горных областей, а внутри них

сформировались огромные горсты и грабены и генетически связанные с ними межгорные впадины, общее число которых весьма велико.

На прилагаемой схематической карте масштаба 1 : 4 000 000 выделено около ста впадин (рис. 1). Образование большинства этих впадин началось еще в верхнепалеозойское и нижнемезозойское время, особенно интенсивное развитие их происходило в меловое и кайнозойское время, а в ряде областей формирование продолжается вплоть до настоящего времени.

На тектонической карте КНР масштаба 1 : 4 000 000 (1959), составленной под редакцией Чжан Вень-ю, выделены: 1) мезозойские сбросовые впадины (депрессии), выполненные главным образом континентальными и местами морскими отложениями юры и мела, а также (в некоторых впадинах) триасовыми и кайнозойскими отложениями (Сычуанская, Тибетская, Чжундянь-Яньбянская, Цзяосянская впадины, Люпаньшаньская депрессия и др.); 2) верхнемезозойские и кайнозойские сбросовые впадины (депрессии), выполненные в основном континентальными меловыми и кайнозойскими отложениями (Дутинху, Ляохэ, Иньчуанская, Турфанская, Восточно-Джунгарская и др.); 3) мезозойские и кайнозойские впадины (депрессии), наложенные на досинийский складчатый фундамент (Северо-Китайская, Кайфынская, Ордосская, Сунляо, Гуансийская, Хэфейская, Субайская и др.); 4) мезозойские и кайнозойские впадины (депрессии), наложенные на палеозойский складчатый фундамент (Балхашская, Чуйская, Восточно-Гобийская, Илийская, Таримская, Цайдамская и др.); 5) мезозойские и кайнозойские впадины (депрессии), наложенные на мезозойский складчатый фундамент (Тунцзянская и Амурская впадины и др.).

Для упомянутых впадин Центральной Азии и смежных территорий Н. С. Шатский и другие авторы тектонической карты СССР предложили термины: «мезозойские межгорные впадины», «кайнозойские межгорные впадины», «внутренние», «новообразованные» впадины.

В образовании почти всех этих впадин большая роль принадлежит разломам разного возраста, масштаба и направления. На тектонической карте Китая показана сложная мозаика разломов с градацией по возрасту, глубинные разломы внутри впадин, тектонические разрывы, развитые на локальных складках, и другие дизъюнктивные нарушения. В результате интенсивных тектонических движений по этим разломам образовалась молодая глыбо-блоковая тектоника, характерная для строения почти всех впадин и обрамляющих их складчатых горных областей.

Межгорные впадины Средней и Центральной Азии издавна привлекали внимание исследователей. Однако до последнего времени они оставались слабо изученными.

В результате широких комплексных исследований за последние годы получено много новых материалов о геологическом строении большинства впадин рассматриваемой территории. При этом особенно важное значение для познания глубинного строения закрытых пространств этих впадин имели геофизические исследования и глубокое бурение, проведенные в больших масштабах. Эти достижения значительно превышают по своему научному и практическому значению все, что было сделано за прошлые столетия.

Особенно большим достижением научно-исследовательских и геологоразведочных работ, проведенных за последние годы на территориях различных впадин Средней Азии и сопредельных областей Китая и Монголии, является открытие в ряде впадин богатых залежей нефти и газа в мезозойско-кайнозойских отложениях не только морского, но и континентального (озерно-пресноводного) происхождения. Развитие в мезозойско-кайнозойских отложениях этих впадин мощных пород-коллекто-

ров и благоприятные палеогеографическая и палеотектоническая обстановки накопления мощных толщ, выполняющих впадины осадков, обусловили образование на их территории крупных месторождений нефти и газа в различных структурных условиях. Научному обобщению новых данных о тектонике, истории геологического развития и нефтегазонасности упомянутых впадин за последние годы посвящено ряд работ (Варенцов, 1962; Варенцов, Дорошко, Куренков, 1962; Варенцов, Кравченко, 1961, 1962; Варенцов, Левенко, Рябухин, 1962).

В настоящей статье ограничимся рассмотрением лишь межгорных впадин, не касаясь впадин других типов, расположенных внутри стабильных платформ, краевых прогибов и других областей.

Из наиболее существенных черт, характеризующих геологическое строение, тектонические особенности, историю развития и нефтегазонасность межгорных впадин, нами выделяются следующие:

а) положение внутри соответствующих складчатых областей различного возраста (палеозойского, мезозойского, альпийско-кайнозойского) или в пределах подвижных древних и молодых платформенных областей, интенсивно дислоцированных и сильно расчлененных в результате проявления на их территориях мезозойско-кайнозойских и четвертичных неотектонических движений (Южно-Китайская, Северо-Маньчжурская и другие платформы);

б) возраст и строение фундамента;

в) возраст, состав и тектоника выполняющих впадины отложений;

г) время заложения и история развития;

д) характер рельефа;

е) возраст и строение обрамляющих впадины горных сооружений и другие данные. В связи с этим следует различать две основные группы межгорных впадин:

1) межгорные впадины, расположенные внутри складчатых областей разного возраста;

2) межгорные впадины, расположенные внутри древних (докембрийских) и молодых (эпигерцинских) сильно расчлененных платформенных (параплатформенных) областей, интенсивно дислоцированных молодыми (мезозойско-кайнозойскими и четвертичными) неотектоническими движениями; впадины обрамляются резко выраженными в рельефе складчатыми сооружениями различного возраста.

В каждой из указанных выше групп впадин выделяется ряд типов, отличающихся специфическими особенностями тектоники, возраста и состава выполняющих их отложений и другими показателями геологического строения.

Межгорные впадины, развитые внутри складчатых областей разного возраста

Впадины рассматриваемой группы расположены внутри складчатых горных областей — палеозойских (каледонских, герцинских), мезозойских (тихоокеанских, альпийских и гималайских) — и по характерным особенностям геологического строения среди них можно выделить три типа.

1. Крупные межгорные унаследованные впадины длительного развития (от начала мезозоя, местами с конца палеозоя до настоящего времени), выполненные мощными, главным образом континентальными и местами морскими мезозойско-кайнозойскими молассовыми отложениями. Они расположены внутри высокогорных областей палеозойской и альпийской складчатости со срединными массивами в центре и прибортовыми предгорными прогибами по краям (Цайдамская, Таримская и др.).

2. Межгорные впадины (Ферганская, Илийская, Иссык-Кульская

и др.) длительного развития (мезозой, кайнозой, четвертичные), расположенные в пределах высокогорных складчатых областей того же возраста (палеозойского и альпийского), но не связанные со срединными массивами, выполненные мощными морскими и континентальными мезозойско-кайнозойскими молассовыми отложениями и представляющие собой сложные синклиории.

3. Сравнительно небольшие межгорные впадины (Турфанская, Миньхэ, Байкальские, Монгольские и др.) простого строения (грабены) не продолжительного развития (мезозой или кайнозой), выполненные маломощными мезозойскими или кайнозойскими континентальными отложениями, расположенные внутри палеозойских и альпийских складчатых областей.

Межгорные впадины, расположенные внутри палеозойских складчатых областей, со срединными массивами в центре

К этому типу впадин относятся обширные впадины северо-запада Китая и прилегающих районов Средней Азии (Таримская, Цайдамская, Джунгарская и др.).

В центральной части впадин этого типа выделяются древние (докембрий и нижний палеозой) погребенные срединные массивы. Они выполнены мезозойскими, кайнозойскими и четвертичными, главным образом континентальными отложениями огромной (свыше 10 000 м) мощности. Начало формирования впадин этого типа относится к нижнемезозойскому и местами, возможно, верхнепалеозойскому времени, но их развитие продолжается вплоть до настоящего времени.

Рассматриваемые впадины имеют огромные размеры. Например, Таримская достигает в длину 1400 км, а в ширину — до 600 км. Длина Цайдамской впадины составляет 850 км, а ширина — более 200 км. Складчатый фундамент впадин гетерогенный, сильно дифференцированный и сложен интенсивно дислоцированными, сильно метаморфизованными породами докембрийского и местами нижнепалеозойского возраста. Глубина залегания кристаллического фундамента во впадинах этого типа, по данным геофизических исследований и глубокого бурения, превышает (например, в Цайдамской впадине) 10 км. От известных внутриплатформенных впадин, расположенных на стабильных платформах, Цайдамская, Таримская и другие впадины этого типа отличаются резко отрицательными аномалиями силы тяжести. Большую роль в строении и образовании этих впадин играют разломы типа надвигов и сбросов, но в отличие от впадин третьего типа (Зайсанская, Миньхэ и др.) их нельзя рассматривать как простые грабены. Выполняющие их мощные толщи мезозойско-кайнозойских отложений интенсивно дислоцированы и образуют крупные синклиории, состоящие из серии разнообразных крутых антиклинальных и синклинальных складок. Внутренние и центральные части таких впадин относительно приподняты, и к ним приурочены погребенные выступы срединных массивов. В этих зонах тектоника мезозойско-кайнозойского чехла более спокойная и тесно связана с глыбово-блоковыми движениями фундамента. В краевых (бортовых) частях впадины выделяются крупные глубокопогруженные прогибы, вытянутые вдоль обрамляющих их высокогорных складчатых сооружений, которые по крутым разломам надвинуты и опрокинуты в сторону прогибов.

Таким образом, для строения этих впадин характерно сочетание зон резко выраженного складчатого строения с развитыми в них крупными линейными складками, тяготеющими к краевым частям впадин, и зон развития пологих куполовидных, или брахиантиклинальных, поднятий платформенного типа, приуроченных к внутренним (центральным) час-

тям впадин. Расположенные во внутренних частях впадин срединные массивы характеризуются погребенными выступами стабильного докембрийского или каледонского складчатого фундамента, сложенного сильно дислоцированными и интенсивно метаморфизованными породами докембрия и нижнего палеозоя. В течение палеозоя эти массивы испытывали тенденцию относительного по сравнению с соседними областями воздымания, в результате чего развитые здесь осадочные отложения палеозоя и нижнего мезозоя имеют сравнительно небольшие мощности и местами полностью или частично отсутствуют.

После тектонических движений герцинского цикла, с которыми связано формирование обрамляющих складчатых сооружений, срединные массивы испытали значительные опускания. Наиболее интенсивные погружения произошли в течение верхнего палеогена (олигоцена) и в неогеновое время.

В результате тектонических движений альпийского и гималайского циклов выполняющие впадины мезозойские и кайнозойские отложения были интенсивно дислоцированы, особенно в краевых частях, тогда как в зонах развития срединных массивов эти движения проявились слабо, и здесь преобладают пологие структуры платформенного типа. Наряду с формированием складчатости происходило дальнейшее развитие как ранее заложенных разломов, так и образование новых. Причем можно предполагать, что формирование складок генетически тесно связано с образованием упомянутых разломов. Основные этапы развития впадин этого типа показаны на прилагаемой схеме (рис. 2).

Весьма характерными тектоническими элементами впадин данного типа являются предгорные прогибы, расположенные в краевых (бортовых) частях впадин, в зонах сочленения срединных массивов с обрамляющими их складчатыми областями (Предтяньшаньский, Предкуньлуньский и другие прогибы). Они особенно интенсивно развивались в течение кайнозойского времени, заполняясь мощными континентальными и местами морскими отложениями. Их формирование продолжается и в настоящее время. В рассматриваемых предгорных прогибах мезозойско-кайнозойские отложения образуют ряд четко выраженных линейных складок с углами падения до $15-25^\circ$, а иногда и до 40° и более. Складки представляют собой в основном линейные антиклинали сундучного и гребневидного типов, осложненные большим количеством крупных надвигов и сбросов. Они кулисообразно заходят одна за другую и иногда образуют крупные антиклинории. В отличие от этих предгорных прогибов в соседних зонах расположения срединных массивов развиты значительно более пологие складки брахиантиклинального типа, образующие крупные валы и отдельные куполовидные поднятия. В связи с этими специфическими особенностями строения различных зон впадин данного типа резко изменяются состав и мощности развитых в каждой зоне мезозойско-кайнозойских отложений и их нефтегазоносность.

Основные данные о геологическом строении, тектонической структуре, истории развития и нефтегазоносности указанных выше впадин приведены в табл. 1—8, а их оравнительная характеристика изложена в недавно опубликованных работах одного из авторов этой статьи (Варенцов, 1962). В той же работе даны карта тектонического районирования и геологические профили этих впадин.

Межгорные впадины типа крупных синклиналиев, расположенные внутри областей развития палеозойской и альпийской складчатости, не связанные со срединными массивами и выполненные мощными толщами морских и континентальных мезозойско-кайнозойских отложений

Характерными впадинами второго типа являются Ферганская, Илийская, Иссык-Кульская и другие, расположенные внутри палеозойских

складчатых областей Тянь-Шаня. Тектонические особенности, условия осадконакопления и история развития впадин этого типа в значительной степени определяются строением и активизацией дизъюнктивной тектоники их фундамента и соседних обрамляющих складчатых областей в кайнозойское и антропогеновое время.

Впадины рассматриваемого типа характеризуются неравномерным распространением внутри складчатых областей. Они имеют разнообразные формы и размеры и различаются по возрасту фундамента (каледонский, герцинский, мезозойский и часто гетерогенный), времени образования, возрасту и составу выполняющих их отложений.

Заложение впадин связано с формированием крупных разломов и относится к началу мезозойского времени, но их развитие продолжается вплоть до настоящего времени. Впадины заполнены главным образом мезозойско-кайнозойскими, преимущественно континентальными отложениями, а палеозойские и более древние породы принимают участие в строении их складчатого фундамента и обрамляющих горных хребтов. Они интенсивно дислоцированы и сильно метаморфизованы, тогда как мезозойско-кайнозойские отложения дислоцированы слабее и почти не затронуты метаморфизмом.

В тектоническом развитии впадин этого типа выделяются два основных этапа: триасово-палеогеновый и олигоценово-антропогеновый. Первый из них характеризуется платформенными условиями развития. К его особенностям следует отнести относительно малые амплитуды блоковых движений, сравнительно малые мощности отложений и слабые дислокации. Оligоценово-антропогеновый этап существенно отличается от предыдущего. Он характеризуется проявлением высокой тектонической активности. В результате усиления тектонических движений заключительных этапов альпийского цикла кайнозойские и более древние отложения были интенсивно дислоцированы, образование складчатости сопровождалось различными разрывными нарушениями. На этом этапе возникли новые и развивались ранее заложенные разломы значительной амплитуды и большого протяжения и накопились мощные осадки, в основном континентальных отложений, с резкой фациальной изменчивостью. Фации и мощности мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих отдельные впадины, сильно изменяются, но основные черты литологического состава этих отложений и содержащиеся в них фауна и флора являются сходными.

Триасовые отложения (преимущественно верхнетриасовые) почти во всех впадинах имеют ограниченное распространение и состоят из обломочных пород: песчаников, гравелитов и конгломератов. Накопление отложений юрского возраста почти во всех впадинах этой группы происходило в несколько иных условиях. Они имеют широкое распространение в пределах большинства впадин и характеризуются единым литологическим и флористическим комплексом. Нижняя часть их разрезов выражена в основном сероцветными породами, представленными глинами, песчаниками и конгломератами с прослоями каменного угля, а верхняя сложена красноцветными или пестроцветными песчано-глинистыми породами.

Разрез меловых отложений почти повсеместно начинается мощными базальными конгломератами и песчаниками, которые залегают на нижележащих породах в ряде впадин с угловым несогласием (в некоторых впадинах они отсутствуют). Все это свидетельствует о том, что на рубеже верхней юры и нижнего мела тектонические движения резко усилились. В разрезе верхней части нижнего мела преобладают песчано-глинистые породы с сероцветной окраской. В верхнемеловое время в указанных впадинах отлагаются морские и континентальные красноцветные и пестроцветные песчаники, глины, алевролиты и конгломераты.

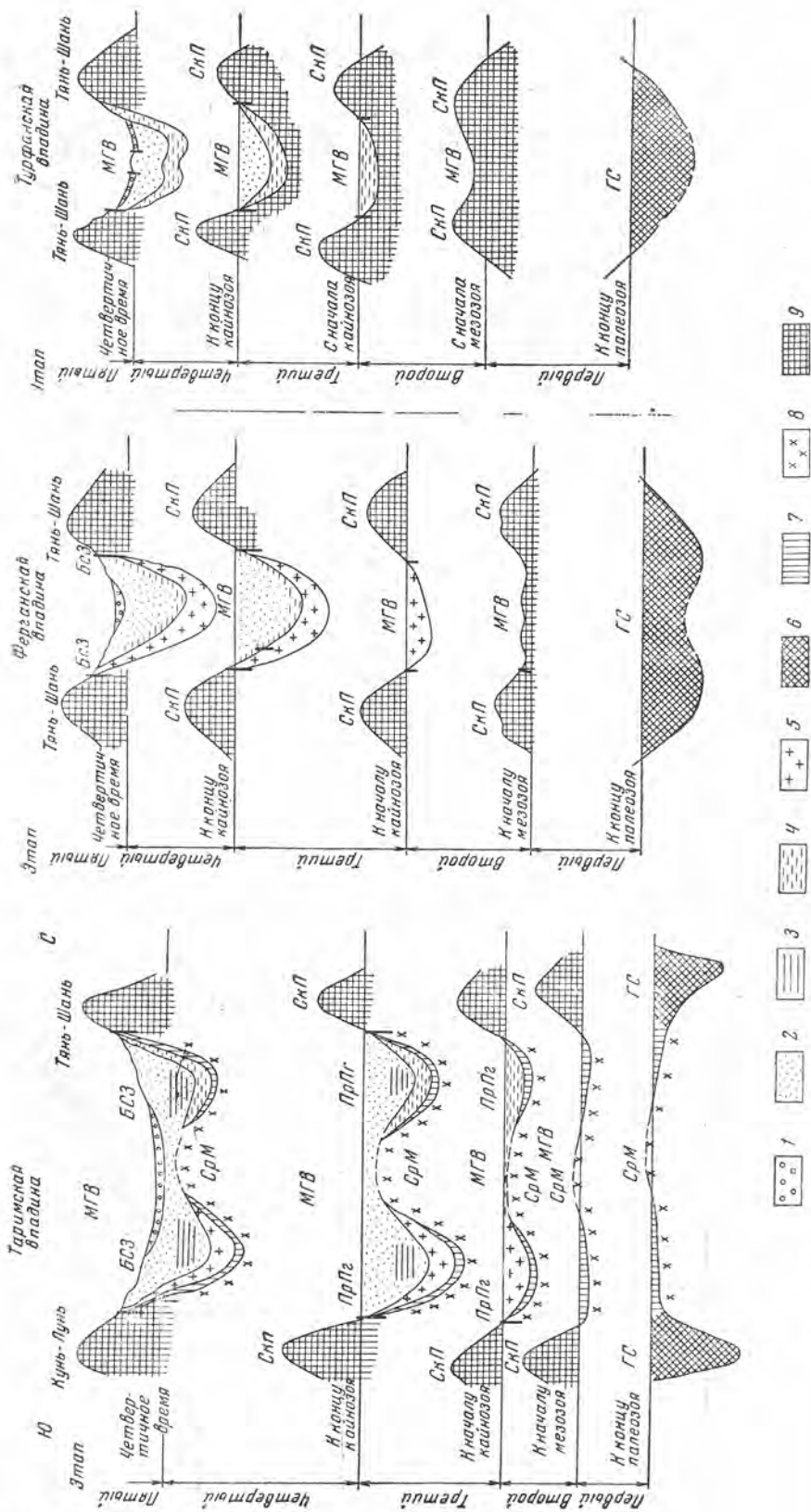


Рис. 2. Принципиальная схема эволюции некоторых мекгорных впадин Центральной Азии и сопредельных областей

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские отложения, преимущественно континентальные; 3 — кайнозойские (палеогеновые), преимущественно морские отложения; 4 — мезозойские, преимущественно континентальные отложения; 5 — мезозойские морские и континентальные отложения; 6 — палеозойские геосинклинальные формации; 7 — верхнепалеозойские отложения; 8 — докембрийское образование; 9 — области палеозойской складчатости, переработанной позднейшими тектоническими движениями. Обозначения на схеме: ГС — геосинклиналь (до инверсии); СрМ — средний массив; СМП — складчатый пояс; МГВ — межгорная впадина; ПрПг — предгорный прогиб; БСЗ — бортовая складчатая зона

Тектоническая характеристика Таримской и Цайдамской

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Крупные межгорные впадины, расположенные внутри складчатых областей разного возраста, со срединными массивами в центре и двумя прибортовыми прогибами по краям	Т а р и м с к а я : Длина 1400 км, ширина 500 км, площадь впадины = 500 000 км ² . Ц а й д а м с к а я : Длина 900 км, ширина 300—350 км, площадь впадины = 270 000 км ² .	Внутри палеозойских складчатых областей Северо-Западного Китая (Восточного Тянь-Шаня, Нань-Шаня, Цилин-Шаня, Куинь-Луия и др.)	Гетерогенный (докембрийский и нижнепалеозойский)	В областях срединных массивов развиты терригенно-карбонатные (главным образом морские) верхнепалеозойские отложения и преимущественно терригенные осадки мезозой-кайнозой общей мощностью до 4—5 км. В прибортовых частях развиты мощные мезозойско-кайнозойские континентальные, местами (Таримская) морские отложения мощностью до 9—10 км в Таримской впадине и 11—12 км в Цайдамской

Тектоническая характеристика

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Межгорная впадина типа крупного синклинория, расположена внутри складчатых областей палеозойского возраста, без срединных массивов	Длина 300—350 км, ширина 80—100 км. Площадь впадины = 45 000 км ²	Внутри Тянь-Шаньской складчатой (герцинской) области в пределах юго-восточной части Узбекистана	Герцинский, с ядрами более древних структур	Впадина выполнена мощными толщами континентальных отложений триаса, юры и неогена, морских и континентальных отложений мела и палеогена. В центральной части впадины мощности мезозой-кайнозой достигают 9—10 км, в том числе неогеновые и четвертичные отложения имеют мощность до 6—8 км. Глубина залегания фундамента в центральной части впадины, по геофизическим данным, достигает 10—12 км

межгорных впадин Центральной Азии

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
<p>Таримская впадина заложена в конце верхнего палеозоя и начале мезозоя, наиболее интенсивное развитие ее происходило в кайнозое; формирование впадины продолжается до настоящего времени.</p> <p>Цайдамская впадина заложена в начале мезозоя, наиболее интенсивное развитие ее также происходило в кайнозое, формирование продолжается до настоящего времени</p>	<p>Рассматриваемые впадины представляют огромные сложные синклиории. В их центральных частях расположены крупные срединные массивы, представляющие погретенные выступы интенсивно дислоцированных и сильно метаморфизованных докембрийских и нижнепалеозойских пород. Покрывающие их верхнепалеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения осадочного чехла во внутренних частях впадины дислоцированы слабо, а в краевых — интенсивно. В краевых частях впадины выделяются крупные асимметричные прогибы, интенсивно дислоцированные в процессе молодых движений альпийского и гималайского циклов с образованием крупных линейных, сундучных, гребневидных, куполовидных и других складок, которые разбиты продольными и поперечными сбросами. Складки вытянуты главным образом в северо-восточном и юго-западном направлениях почти параллельно конфигурации срединных массивов и обрамляющих впадины палеозойским складчатым сооружением. По краям впадин развиты крупные разломы</p>	<p>Высокогорные (с отметками до 5000 — 6000 м) складчатые сооружения палеозойского (герцинского и каледонского) возраста, переработанные более молодыми тектоническими движениями</p>	<p>Впадины имеют большие перспективы на нефтегазоносность. На территории Цайдамской впадины известны крупные месторождения нефти и газа в третичных отложениях. В обеих впадинах перспективны мезозойские отложения. В центральных частях срединных массивов перспективны также верхнепалеозойские отложения</p>	<p>Впадины пока еще изучены и разведаны очень слабо; особенно их центральные части, но Цайдамская впадина изучена сравнительно лучше Таримской. В Таримской впадине сравнительно лучше изучен и разведан Кучарский прогиб. Изучение и разведка обеих впадин продолжают-ся</p>

Таблица 2

Ферганской межгорной впадины

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности]
<p>Впадина заложена в начале мезозоя, но наиболее интенсивное развитие ее происходило в кайнозое.</p> <p>Формирование впадины продолжается до настоящего времени</p>	<p>Впадина представляет крупный сложный синклиорий. Наиболее интенсивно дислоцированы краевые (бортовые) части впадины, в которых развиты разнообразные линейные, сундучные и гребневидные, расположенные кулисообразно. Складки осложнены продольными и поперечными сбросами. По краям и в центральной части впадины установлены продольные крупные разломы. Сводовые части складок в верхних горизонтах значительно смещены относительно сводовых частей складок в нижних горизонтах. В центральной части впадины мезозойско-кайнозойские отложения дислоцированы значительно слабее, чем в краевых ее частях. Здесь преобладают крупные пологие брахиантиклинальные складки, слабонарушенные сбросами</p>	<p>Тянь-Шаньские высокогорные (с отметками до 4000 м) складчатые сооружения палеозойского возраста, переработанные более молодыми кайнозойскими и четвертичными тектоническими движениями</p>	<p>Впадина имеет большие перспективы на нефтегазоносность. Основные промышленные залежи нефти на ее территории связаны с палеогеновыми отложениями; залежи нефти открыты также в неогеновых отложениях. В меловых отложениях открыты главным образом залежи газа. Промышленные притоки газа установлены и в юрских отложениях. Нефтегазоносность центральной и северо-западной частей впадины пока еще не выявлена</p>	<p>Впадина изучена неравномерно. Сравнительно лучше изучены и разведаны ее южная и юго-восточная части, а центральная и северная изучены пока еще очень слабо.</p> <p>Изучение и разведка впадины продолжают-ся</p>

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Межгорная впадина типа крупного синклинория, расположенная внутри складчатых областей палеозойского возраста, без срединных массивов	Длина 300 м, ширина 100 км, площадь впадины = 30 000 км ²	Внутри палеозойской складчатой области (на юго-западе каледонской, а на юго-востоке и севере герцинской)	Гетерогенный палеозойский (каледонский и герцинский)	В восточной части впадины скважинами вскрыты пермские отложения, представленные эффузивно-осадочными (морскими и континентальными) породами общей мощностью до 1000 м. Увеличение мощностей пермских отложений наблюдается с юга на север, в направлении центральной части впадины. Выше развиты озерно-континентальные мезозойско-кайнозойские отложения. Меловые отложения местами размыты или не отлагались. В западной части впадины установлены морские палеогеновые отложения. Мощности мезозоя и кайнозоя увеличиваются с запада на восток и от бортов впадины к ее центру, достигая до 4—5 км

Границы впадин заметно сокращаются. В некоторых впадинах (Ферганская и др.) отмечается трансгрессия верхнемелового моря. Морские отложения верхнего мела выражены пестроцветными глинами, песчаниками и известняками. Кайнозойские отложения, кроме некоторых впадин (Ферганская и др.), где в палеогеновое время продолжали господствовать морские условия, представлены повсеместно пестроцветными, преимущественно красноцветными глинами, песчаниками и разнообразными конгломератами.

Мезозойско-кайнозойские отложения в рассматриваемых впадинах в результате альпийских движений смяты в складки различной формы (брахиантиклинали, синклинали др.), нередко асимметричные и осложненные многочисленными разломами разных масштабов. Эти складки во впадинах часто группируются в линейные или кольцевые зоны и местами располагаются кулисообразно относительно друг друга.

На схемах тектонического районирования впадин указанного типа выделяются следующие основные тектонические элементы:

а) складчатые зоны, обрамляющие эти впадины, характеризуются весьма сложным тектоническим строением. Зоны состоят из палеозойских пород, которые испытывали мощные воздействия верхнепалеозойских (герцинских) и позднейших (альпийских) движений;

б) бортовые — предгорные зоны, сложенные интенсивно дислоцированными мезозойско-кайнозойскими отложениями, образующими ряд антиклинальных и синклиналильных линейно вытянутых складок, расположенных обычно параллельно и местами диагонально к складкам палеозойского обрамления. В этих зонах иногда выделяют две подзоны: антиклинальных линейных или кольцевых и синклиналильных структур;

Илийской межгорной впадины

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
<p>Впадина заложена в конце палеозоя — начале мезозоя. Наиболее интенсивное прогибание отмечается в юрское время. Формирование впадины продолжалось в течение всего кайнозоя</p>	<p>Впадина имеет асимметричное строение со смещениями зон максимального погружения в восточной ее части к северному борту, а в западной к южному.</p> <p>На северном борту восточной части впадины выявлено несколько линий брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, вытянутых в основном параллельно складкам палеозойских обрамлений. Эти поднятия связаны с глыбово-блоковыми дислокациями фундамента.</p> <p>Центральная часть впадины характеризуется глубоким погружением фундамента, значительной мощностью выполняющих ее мезозойско-кайнозойских отложений и рядом погребенных валообразных поднятий. Южный борт восточной части впадины представляет обширную моноклинали, разбитую ступенчатыми сбросами. По геофизическим данным, глубина залегания фундамента на южном борту впадины достигает более 2000 м, а на северном — уменьшается до 1000 м. Строение западной части впадины изучено слабо. На южном борту здесь отмечается глубокий предгорный прогиб</p>	<p>Высокогорные складчатые сооружения палеозойского возраста. Максимальные абсолютные отметки обрамляющих впадину горных хребтов приурочены на юге к Заилийскому Алатау (1961 м), а на севере и северо-востоке к Джунгарскому Алатау (3811 м)</p>	<p>Промышленная нефтегазоносность впадины пока еще не установлена, но по аналогии со сходной Джунгарской впадиной здесь есть основания предполагать наличие залежей нефти и газа в юрских, а местами (в центре восточной части впадины) и в пермских отложениях</p>	<p>Впадина изучена и разведана слабо</p>

в) внутренние или центральные, наиболее погруженные части впадин, характеризующиеся длительным прогибанием. Мезозойско-кайнозойские отложения залегают спокойно и образуют крупные пологие складки;

г) погребенные палеозойские горсты и зоны разрывных нарушений.

Среди локальных структур в рассмотренных впадинах, как и во впадинах предыдущего типа, различают брахиантиклинали, коробчатые, гребневидные и куполовидные складки, структурные носы, флексуры, синклинали и другие структуры. По своему геологическому строению и истории развития впадины этого типа весьма благоприятны для нефтегазообразования и формирования нефтяных и газовых месторождений. На их территориях содержатся богатые залежи нефти и газа.

Большие межгорные унаследованные и наложенные впадины сравнительно простого строения (типа грабен), непродолжительного развития, расположенные внутри палеозойских (герцинских и каледонских) и более древних складчатых областей, выполненные сравнительно мало мощными мезозойско-кайнозойскими континентальными отложениями (Монгольские, Байкальские и другие впадины)

Наиболее характерные впадины расположены на территориях палеозойских (герцинских, каледонских) складчатых областей Монголии и более древних (байкальских, рифейских) складчатых областей Забайкалья. Большинство впадин этого типа наложены на разнородный фундамент различного возраста, и выполняющие их мезозойские (мел, мезаста мюра) и кайнозойские континентальные отложения отделены значительным перерывом в осадконакоплении от нижележащих отложений палеозойского и более древнего складчатого фундамента. Эти впадины

Тектоническая характеристика

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Межгорная (внутренняя) сравнительно небольшая впадина типа грабена, местами наложенная на фундамент разного возраста	Длина 300 км, ширина 120 км, площадь около 40.000 км ²	Тянь-Шаньская складчатая область Северо-Западного Китая	Палеозойский (герцинский), переработанный альпийской складчатостью	Осадочный покров преимущественно представлен континентальными мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 5 км

резко отличаются сравнительно непродолжительным периодом своего развития, охватывающим одну — две системы, и проявлением сопровождающих их развитие магматических процессов в эффузивной и интрузивной форме. В разрезах выполняющих их отложений преобладают континентальные терригенные отложения в виде разнообразных конгломератов, песчаников, глин и глинистых сланцев и вулканогенные образования кислых, средних и основных эффузивов и их туфов. Литологический состав и мощность этих отложений отличаются большой изменчивостью, достигая 4—5 км. Внутри этих отложений имеются резкие угловые несогласия.

Образование впадин связано с развитием разломов разных направлений, образующих системы горстов и грабенов. Локальные структуры в пределах отдельных впадин-грабенов имеют характер сравнительно пологих брахиантиклинальных гребневидных складок, разбитых продольными и поперечными сбросами. Вблизи сбросов отмечается интенсивная мелкая складчатость. Иногда вышележащие отложения дислоцированы значительно слабее и залегают почти горизонтально. Для впадин этого типа (например, Восточно-Гобийской и др.) характерен ряд поперечных и продольных палеозойских горстов. Вследствие этого отдельные впадины расчленяются на мелкие грабены, отделенные один от другого поперечными или продольными палеозойскими горстами, которые в процессе развития впадин оказывали большое влияние на литологический состав и распределение мощностей выполняющих их отложений. Например, до проведения детальных исследований считали, что Восточно-Гобийская впадина представляет одну обширную депрессию длиной до 2500 км при ширине более 500 км. Между тем последующие исследования показали, что серией поперечных горстов она разделяется на десятки небольших грабенов. В связи с этим значительно изменились ранее намечавшиеся перспективы нефтегазоносности данной области. В одной из таких отдельных впадин-грабенов, являющейся составной частью Восточно-Гобийской впадины, расположено известное Дзунбаинское нефтяное месторождение, содержащее промышленные залежи нефти небольшого масштаба в континентальных отложениях нижнего мела.

Близкое сходство с впадинами рассмотренного типа имеют впадины-грабены, широко распространенные на территории Байкальской горной страны внутри палеозойских (каледонских) и более древних (байкальских и рифейских) складчатых областей. Впадины имеют линейное про-

Турфанской межгорной впадины

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
Впадина заложена в начале мезозоя и развитие ее продолжается до настоящего времени	Впадина асимметричного строения, осложненная складками, расположенными параллельно простиранию обрамляющих ее палеозойских сооружений. Складки разбиты продольными и поперечными сбросами. В южной части впадины тектоника осадочного чехла более спокойная; здесь кайнозойские породы залегают моноклиinallyно	Высокогорные палеозойские складчатые сооружения, а центральная часть впадины находится ниже уровня моря на 150 м	Залежи нефти (небольшие), известны в юрских отложениях. Перспективы также третичные отложения	Вопросы тектоники и нефтегазоносности впадины изучены слабо, разведочные работы находятся в начальной стадии

тяжение и ограничены крупными разломами. Впадины этого типа (Баргузинская, Тункинская и др.) выполнены сравнительно слабо дислоцированными третичными и мезозойскими континентальными отложениями, имеющими мощность от нескольких сот метров до 3000 м и редко больше. В их пределах отмечаются пологие моноклиальные и местами небольшие локальные антиклинальные и синклиальные структуры. В строении и развитии этих впадин большая роль принадлежит разломам разного масштаба и возраста, особенно взбросам северо-восточного простирания, развитым по краям впадин. Вблизи них развиты мелкие, часто опрокинутые складки.

Разломы и генетически связанные с ними впадины-грабены имеют северо-восточное простирание, соответствующее основному региональному направлению складчатости Забайкалья. Среди впадин этого типа выделяются более благоприятные в нефтегазоносном отношении впадины с большими амплитудами погружения и менее благоприятные — с малой амплитудой погружения и соответственно незначительными мощностями выполняющих их осадков и малыми размерами впадин. В некоторых впадинах давно известны интенсивные нефтегазопроявления, но промышленных месторождений нефти здесь пока не открыто.

Более детальная характеристика геологического строения Байкальских и Забайкальских впадин дана в работах Е. В. Павловского (1948), Г. Е. Рябухина (1958), Н. А. Флоренсова (1960) и др.

**Межгорные впадины,
расположенные внутри сильно дислоцированных (активизированных)
платформ разного возраста**

Межгорные впадины, расположенные внутри древних (докембрийских) сильно расчлененных платформенных (параплатформенных) областей, интенсивно дислоцированных (активизированных) молодыми (мезозойско-кайнозойскими и четвертичными) неотектоническими движениями, выполненные главным образом мезозойскими (триас, юра, мел) и местами верхнепалеозойскими и третичными отложениями (Сычуаньская, Гуйчжоу-Гуансийская и др.)

Наиболее характерна для этого типа Сычуаньская впадина, расположенная на территории Южно-Китайской платформы, или «параплатформы Янцзы», как ее иногда обозначают в китайской геологической литературе.

Тектоническая характеристика

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Межгорная (внутренняя) сравнительно небольшая впадина типа грабена, местами наложенная на фундамент разного возраста	Длина 120 км, ширина до 50 км	Впадина расположена внутри Байкальской (Восточно-Саянской) складчатой области	Докембрийский (Байкальский) и древнее	Значительная часть впадины закрыта базальтами четвертичного и, частично, плиоценового возраста. Глубоким бурением вскрыты континентальные миоценовые отложения мощностью до 1000 м, ниже которых (местами), возможно, развиты юрские континентальные отложения. По геофизическим данным, глубина залегания докембрийского фундамента до 2000 м

Тектоническая характеристика Усть-

Тип впадины	Размер	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину	Время заложения и завершения образования впадины
Межгорная (внутренняя) сравнительно небольшая впадина типа грабена, местами наложенная на фундамент разного возраста	Длина 100—180 км, ширина до 40 км (в пределах суши)	Впадина расположена на восточном берегу Байкала, отделяясь от современной акватории Байкала подводным уступом	Докембрийский (Байкальский) и древнее	Впадина выполнена песчано-глинистыми континентальными отложениями неогенового и четвертичного возраста мощностью (по данным бурения) до 3000 м, а по геофизическим данным (гравиметрия), их мощность в дельте р. Селенги достигает 5000 м. На южном борту обнажаются юрские континентальные отложения (конгломераты и песчаники), которые глубоким бурением в дельте р. Селенги не вскрыты	Начало образования впадины, вероятно, относится к юрскому времени, но наиболее интенсивно она развивалась в неогеновое и четвертичное время. Формирование впадины продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствуют современные частые землетрясения иногда до 9—11 баллов с эпицентрами в районе дельты р. Селенги. В 1862 г., во время одного из сильных землетрясений в 11 баллов, на территории впадины (на восточной окраине дельты р. Селенги) образовался провал-грабен площадью 230 км ²

По ряду показателей, характеризующих геологическое строение и историю развития этой платформы (высокая тектоническая активность в мезозойско-кайнозойское время, продолжающаяся местами вплоть до настоящего времени, мощный осадочный чехол, местами до 10—15 км, проявление активной вулканической деятельности и пр.), многими совет-

Тункинской межгорной впадины

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
Начало образования впадины относится к концу мезозоя, наиболее интенсивное развитие произошло в неогенное время и продолжалось в четвертичное	Впадина представляет асимметричный ступенчатый грабен, вытянутый в широтном направлении, параллельно простиранию обрамляющих ее Байкальских и более древних складчатых сооружений, от которых она отделена крупными разломами. Выполняющие ее третичные отложения образуют мелкие складки с углами падения до 30—35°. На северном борту впадины проходит продольный, так называемый Тункинский сброс широтного простирания с крутым падением (70—80°), на юге этот сброс заложен, по данным Н. А. Флоренсова, еще в палеозое, но развитие его продолжается до настоящего времени. Кроме того, имеются поперечные сбросы, субмеридионального направления	На севере впадина обрамляется резко выраженными в рельефе высокогорными хребтами Тункинских альп, имеющих отметки до 3500 м. Вдоль ее южного борта расположены отроги хребта Хамар-Дабан с отметками до 2000 м. Наиболее пониженные части впадины имеют отметки до 750 м. Впадина расположена вблизи сочленения горных систем двух направлений: юго-восточного (Саянского) и северо-восточного (Байкальского)	Нефтегазоносность впадины пока еще не установлена	Впадина изучена слабо. Значительная часть покрыта базальтами

Таблица 6

Селенгинской межгорной впадины

Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
Северная часть впадины скрыта под водами Байкала. Юрские отложения южного борта впадины образуют мелкие складки. Неогеновые отложения имеют моноклиналиное строение с падением пород до 15°. Моноклинали местами осложнена мелкими складками. Внутри впадины выделяются погребенные выступы (типа горстов) кристаллического фундамента. Впадина разбита продольными и поперечными сбросами	С юго-востока и запада впадина обрамляется горными хребтами Байкальской складчатой области (Хамар-Дабан и др.) с отметками до 2000 м, от которых она отделена крупными разломами. На севере впадина покрыта водами Байкала. Наиболее пониженная часть ее имеет отметки около 500 м и возвышается над Байкалом на несколько десятков метров	Промышленная нефтегазоносность пока еще не установлена, но нефтегазопроявления на территории впадины известны давно. К северу от дельты р. Селенги наблюдаются две группы выходов нефти. В гнейсах байкальского комплекса (по трещинам) отмечены жилы озокерита	Впадина изучена слабо. Сравнительно лучше изучены мезозойские и неогеновые отложения ее бортовых частей, кроме подводной части впадины

скими и китайскими тектонистами (В. В. Белоусов, Н. М. Синицын, Ю. М. Шейнман, Хуан Цзи-цин, Чжан Вень-ю, Чень Го-да и др.) она относится в отличие от более стабильных, менее подвижных платформ (Русской, Северо-Американской и др.) к категории сильно активизированных платформ или параплатформ.

Тип впадины	Размеры	Тектоническое положение	Возраст фундамента	Состав, возраст и мощность пород, выполняющих впадину
Межгорная впадина, расположенная внутри сильно дислоцированной (активизированной) древней (докембрийской) платформы	Длина 500—700 км, ширина—300—400 км, площадь=200 000 км ²	Южно-Китайская сильно дислоцированная (активизированная) платформа	Докембрийский и местами ниже палеозойский геронгенный	Осадочный покров мощностью до 10 км; представлен морскими терригенно-карбонатными отложениями верхнего палеозоя и триаса, а также юрскими континентальными отложениями. Меловые и третичные отложения имеют локальное распространение

Специфической особенностью Сычуаньской и других впадин Южно-Китайской платформы является развитие зон складчатого строения как в самих впадинах, так и в обрамляющих их горных областях, среди которых наряду с относительно стабильными структурными элементами (Цзяннаньский антиклинорий) выделяются складчатые структуры с широким развитием интрузивов (Катазиатский антиклинорий).

Разрез палеозоя Южно-Китайской параплатформы более полный по сравнению с соседней Китайско-Корейской (Северо-Китайской) платформой и включает широко развитые силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения, которые на соседней, более стабильной, Китайско-Корейской платформе отсутствуют. В составе палеозойских и триасовых отложений осадочного чехла, представленных преимущественно морскими образованиями, наблюдается чередование мощных терригенных и карбонатных толщ, между тем как юрские и меловые отложения представлены мощными толщами континентальных красноватых и пестроцветных образований.

Начало образования впадины относится к концу верхнепалеозойского и нижнемезозойского (триас-юра) времени.

Среди впадин Южно-Китайской активизированной параплатформы различаются две группы: крупные мегасинклинории (Сычуань, Гуанси-Гуйчжоу) и отдельные мелкие впадины типа грабен (Сянфан, Дунтинху, Юаньшуй).

На тектонической карте Китая, изданной в 1959 г. под редакцией Чжан Вень-ю, Сычуаньская впадина обозначена как «платформенный синклинорий». Впадина имеет опромные размеры: 600 км в длину и 30 км в ширину. В геоморфологическом отношении она резко выражена в рельефе и обрамляется высокими (до 2—3 км) горными хребтами: Лунменьшаньским на западе, Дабешаньским на севере и Лоушаньско-Гуйчжоуским на юге. Впадина выполнена мощным (до 10—15 км) комплексом сильно дислоцированных мезозойских, главным образом континентальных (юра и мел) и, частично, морских (триас) отложений, которые в краевых частях образуют крупные крутые складки сундучного, гребневидного и брахиантиклинального типов, разбитые продольными и поперечными сбросами и взбросами значительной амплитуды (до 1000 м).

Сычуанской межгорной впадины

Время заложения и завершения образования впадины	Тектонические особенности	Структурно-морфологическая характеристика обрамлений впадины	Данные о нефтегазоносности	Состояние изученности
Начало формирования впадины относится к концу верхнепалеозойского времени, наиболее интенсивно она развивалась в триасе и юре и формирование ее завершилось в третичное время	Впадина имеет сложное строение. Во внутренней части выделяются крупные пологие платформенные структуры типа сводовых поднятий, осложненные локальными поднятиями второго порядка а в краевых частях наблюдаются зоны крутых линейных складок и крупные предгорные прогибы	Горные глыбово-складчатые области, сформированные в результате верхнепалеозойских и мезозойских движений	Высокоперспективная нефтегазоносная впадина. Нефтяные залежи здесь известны в верхнеюрских песчаниках. Газовые и местами нефтяные залежи связаны с триасовыми и пермскими известняками. Месторождения газа разрабатываются на южном и восточном бортах и в центральной части	Впадина изучена неравномерно

В центральной части Сычуаньской впадины, в зоне расположения погребенного срединного массива, развиты локальные поднятия платформенного типа (пологие куполовидные и брахиантиклинальные складки). Докембрийский фундамент впадины сильно разбит сбросами и имеет глыбово-блоковое строение.

В краевых частях впадины, вдоль обрамляющих ее герцинских и более древних складчатых сооружений, установлены крупные разломы и развиты глубокие прогибы (западный, северный и южный), заполненные мощными (до 10—15 км) мезозойскими отложениями. При этом палеозойские отложения обрамляющих эти прогибы складчатых областей надвинуты (по крутым надвигам) на выполняющие их мезозойские отложения.

В геофизическом отношении впадины характеризуются резкими колебаниями градиентов и значительными изменениями значений силы тяжести. По всем указанным выше показателям, характеризующим основные черты геологического строения Сычуаньской впадины, она, равно как и другие впадины этого типа, расположенные на территории Южно-Китайской активизированной платформы, резко отличается от известных платформенных впадин, расположенных на территориях Русской, Северо-Американской и других стабильных древних платформ.

На территории Сычуаньской впадины за последние годы открыты крупные нефтяные и газовые месторождения, причем нефтяные месторождения впадины приурочены главным образом к юрским континентальным, а газовые — к морским пермским и триасовым отложениям. В центральной части впадины месторождения нефти связаны с крупными сводами и осложняющими их пологими поднятиями второго порядка.

Крупные месторождения газа приурочены к трещиноватым известнякам триаса и перми, развитым в юго-восточной части впадины, на территории расположенного здесь крупного Южно-Сычуаньского прогиба, в пределах которого выделяется ряд крутых брахиантиклинальных складок, сложенных на поверхности юрскими и меловыми отложениями.

Впадина весьма перспективна в отношении нахождения промышленных месторождений нефти и газа, причем наиболее перспективны как для этой впадины, так и для других не только мезозойские (юра, триас), но и верхнепалеозойские отложения.

Таблица 8

**Нефтегазоносные отложения некоторых впадин Центральной Азии
и сопредельных областей**

Впадины	Возраст нефтегазоносных свит					
	палеозой	триас	юра	мел	палеоген	неоген
Впадины СССР						
Ферганская		×	+	+	+	+
Таджикская			+	+	+	×
Илийская:						
восточная часть		×	×		×	
западная »	о		×	×	×	×
Иссык-Кульская	о	×	×		×	×
Забайкальские и Дальневосточные	×	×	о	о	×	×
Впадины КНР						
Сычуаньская	о	×	+	о	о	×
Джунгарская:						
северо-западная моноклиналь		+	+	о		
южный предгорный прогиб		×	+	+	+	+
Сунляо	×	×	о	о	×	+
Турфанская		×	о	о	о	+
Таримская	о		+	о	+	×
Цайдамская	о	×	о	о	+	+
Впадины МНР						
Восточно-Гобийские (Дзунбаннская и др.)			о	+	о	

Примечание. + — впадины с доказанной промышленной нефтегазоносностью; о — перспективные; × — невыясненных перспектив.

Межгорные впадины, расположенные внутри молодых (эпигерцинских) платформ, сильно дислоцированных (активизированных мезозойско-кайнозойскими и четвертичными неотектоническими движениями, выполненными мезозойскими (главным образом меловыми) и третичными континентальными отложениями, образующими платформенный чехол, и обрамляющиеся резко выраженными в рельефе палеозойскими складчатыми областями (Сунляо, Зей-Буреинская и др.)

Наиболее характерной впадиной этого типа можно считать впадину Сунляо, расположенную на территории эпигерцинской платформы Северо-Восточного Китая, сильно активизированной тектоническими движениями в мезозойско-кайнозойское время.

Основные черты геологического строения и истории развития этой впадины охарактеризованы в известном монографическом труде «Основы тектоники Китая» под редакцией Чжан Вень-ю (1962) и показаны на приложенной к этому изданию тектонической карте КНР. На этой карте данная впадина обозначена как «платформенный синклиорий». Более детальное описание тектоники и нефтегазоносности этой впадины и соседних впадин, расположенных на территории Советского Дальнего Востока, дано в работе М. И. Варенцова совместно с С. М. Дорошко и Н. Т. Куренковым (1962).

Впадина Сунляо расположена в бассейне рек Сунгари и Ляохэ. Она протягивается в северо-восточном направлении на расстоянии свыше 700 км при ширине 350 км. С запада впадину обрамляют герцинские складчато-глыбовые сооружения Большого Хингана, с севера — склад-

чато-глыбовые герцинские сооружения Малого Хингана (на территории КНР), с востока и юго-востока складчато-глыбовые сооружения Чжангуанцайлня с отметками до 3000 м. Обрамляющие впадину горные сооружения сложены интенсивно дислоцированными, местами метаморфизованными образованиями среднего и верхнего палеозоя и более древними образованиями докембрия, прорванными мощными гранитными массивами палеозойского, а также более молодого возраста.

От обрамляющих складчато-глыбовых сооружений впадина Сунляо отделяется разломами, местами выраженными на поверхности. Впадина выполнена мощной (до 5 км) толщей меловых, местами юрских континентальных отложений, перекрытых третичными и четвертичными отложениями небольшой мощности (до 200—300 м). В центральной части впадины выявлен погребенный срединный массив, сложенный докембрийскими кристаллическими сланцами, гранито-пнейсами и другими метаморфическими породами.

По данным имеющихся геолого-географических материалов и данных глубокого бурения в пределах этой впадины выделяются крупные валоподобные поднятия и прогибы, осложненные брахиантиклинальными локальными структурами с углами падения до 3—5° и больше и разбитыми продольными и поперечными сбросами.

Указанные положительные структуры второго порядка отделены от разделяющих их прогибов разломами (данные аэромагнитной съемки, сейсмоки и глубокого бурения). В связи с этим можно полагать, что в образовании тектонических структур мезозойско-кайнозойского чехла значительная роль принадлежит глыбовым движениям докембрийского, местами палеозойского фундамента. В основном впадина является наложенной на гетерогенный, сильно расчлененный, разбитый сбросами фундамент.

В истории тектонического развития впадины Сунляо можно выделить два этапа. Первый (юрский) — это начальный этап, когда внутри завершившей свое геосинклинальное развитие герцинской складчатой области (с расчлененным горным рельефом) на месте располагавшегося здесь срединного массива в результате глыбово-блоковых движений образовались отдельные горсты и грабены, заполнившиеся юрскими эффузивно-континентальными образованиями. Вся рассматриваемая территория в это время переживала переходный этап от стадии геосинклинального развития к завершению герцинского цикла складкообразования к следующей платформенной стадии. Второй (меловой) этап характерен усилением опускания впадины, расширением ее территории, перекрытием ранее образовавшихся горстов и грабенов межгорного типа осадочным чехлом нижнемеловых, а затем и верхнемеловых отложений.

В начале нижнемелового времени докембрийский фундамент впадины и юрские отложения, заполнившие упомянутые грабены, несогласно перекрываются чехлом континентальных нижнемеловых образований. Накопление аналогичных континентальных отложений продолжалось и в последующее верхнемеловое время. Общая мощность меловых отложений в наиболее погруженных участках впадины превышает 5000 м.

Следует подчеркнуть, что изучение геологического строения впадины Сунляо имеет важное методическое значение, так как в истории ее тектонического развития ясно выделяются все основные стадии процесса развития межгорных (наложенных) впадин этого типа. В объяснительной записке (1957) коллектива авторов тектонической карты СССР и сопредельных стран отмечено, что впадины этого типа следует рассматривать как «структуры периода, переходного к платформенному этапу развития» (стр. 64). Значение указанного этапа было отмечено также в работе В. Г. Васильева (1958). Анализ характерных особенностей этого «переходного» этапа в конкретных условиях впадины Сунляо

был впервые дан в работе М. И. Варенцова, С. М. Дорошко и Н. Т. Куренкова (1962).

На территории впадины Сунляо за последние годы выявлены богатые залежи нефти, связанные с различными горизонтами нижнемеловых континентальных отложений. Месторождения приурочены к пологим брахиантиклинальным складкам, осложняющим крупные антиклинальные поднятия типа валов. Впадина в целом является весьма перспективной нефтегазоносной областью.

Большое сходство с впадиной Сунляо имеет расположенная несколько западнее от нее Хайларская впадина, разбитая ступенчатыми разломами на ряд небольших грабенных. Фундамент впадины и ее обрамления сложены палеозойскими, сильно дислоцированными породами, а осадочное выполнение представлено главным образом континентальными меловыми отложениями мощностью до 4 км. В осадочных отложениях издавна известны выходы асфальта. Эта впадина изучена очень слабо; разведочное бурение на ее территории пока не производилось, и перспективы ее нефтегазоносности не выяснены.

Еще более близкое сходство с впадиной Сунляо имеет Зей-Буреинская впадина, расположенная северо-западнее, уже на территории СССР. Основное сходство в строении этих двух впадин заключается в том, что они выполнены мезозойскими, главным образом нижнемеловыми континентальными отложениями; имеют сходные черты истории тектонического развития и в их центральных частях выделяются погребенные срединные докембрийские массивы. Наряду с этим отмечаются и некоторые черты различия, которые детально изложены в упомянутой выше работе М. И. Варенцова и других авторов (1962).

* * *

В заключение изложенной выше краткой характеристики геологического строения и истории развития межгорных впадин Центральной Азии вообще и КНР в частности следует отметить, что в расположении и конфигурации указанных впадин имеется определенная закономерность. В ориентировке их простираний преобладают два основных направления: широтное и субширотное положения впадин, расположенных на западе (Таримская, Цайдамская и др.), и субмеридиональное на территории активизированных платформ Восточного Китая (Сычуаньская и др.).

Ли Сы-гуан (1952) впервые обратил внимание на чередование широтных и меридиональных впадин Китая и обрамляющих их горных хребтов, образующих как бы лестницу, спускающуюся к шельфовым морям. Эта лестница изогнута, смята, разбита на части и эродирована по определенному плану. Представление Ли Сы-гуана напоминает идеи А. П. Карпинского, трактовавшего историю Русской платформы как последовательную смену уральских меридиональных движений и широтных кавказских.

В. М. Силицын (1959), развивая идеи Ли Сы-гуана, отмечает, что простирание различных структурных элементов Центральной Азии определяется тремя основными системами глубинных разломов: северо-западной, северо-восточной и широтной, проявляющихся как в области палеозойской и мезозойской складчатости, так и на синийском щите. Разломы обычно сгруппированы в пояса, тянущиеся на большие расстояния. Эта структура унаследованно развивается с досинийского времени.

Ограничивающие впадины региональные разломы, часть которых отмечена на тектонической карте КНР, имеют различный возраст, в большинстве своем существуют длительно и имеют большое протяжение. Некоторые из них представляют собой глубинные разломы с корнями, уходящими в кристаллический докембрийский субстрат.

Как уже отмечалось выше, при рассмотрении истории тектонического

развития впадин Китая обращает на себя внимание их высокая тектоническая активность в мезозой-кайнозое, выразившаяся в мощном накоплении осадочных толщ, образовании новых и развитии ранее заложенных складчатости. Аналогичные явления имеют место и на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР и весьма характерны почти для всей территории Центральной Азии. Всестороннее научное обоснование роли и значения глубинных разломов в истории развития Центральной Азии и других регионов дано в работах А. В. Пейве (1956).

Тектоническая активность межгорных впадин Центральной Азии продолжалась в третичное и четвертичное время, а местами проявляется и в настоящее время. Для этих впадин характерно отмечаемое многими китайскими геологами (Хуан Цзи-цинем, Чжан Вень-ю и др.) проявление неотектоники, выражающееся в дальнейшем углублении их дна и поднятиях окружающих горных сооружений, в омоложенных формах рельефа горных цепей по бортам впадин, проявлении в некоторых из них землетрясений и молодого четвертичного вулканизма. Характеризуя имевшиеся в неогеновое и четвертичное время на территории Китая тектонические движения, В. В. Белоусов (1956) отмечает, что одновременно с процессами опускания упомянутых впадин происходили поднятия внутренних частей Центрального Китая.

Рассмотрение карты расположения эпицентров землетрясений на территории Центральной Азии показывает, что они приурочены к субмеридиональной зоне перехода упомянутых опускающихся и поднимающихся областей.

При анализе геологического строения и истории развития впадин рассматриваемого региона необходимо уточнить понятия «платформа», «геосинклиналь» и другие важнейшие термины.

В. В. Белоусов (1956) на основании анализа мощностей и истории колебательных движений, режима новейших движений и современной тектонической структуры обширной территории КНР пришел к выводу, что «...в развитии Китайской платформы сохранялось больше сходства с развитием геосинклиналей, чем это наблюдается на типичных древних платформах. Поэтому законно поставить вопрос, не правильнее ли говорить в данном случае не о платформе, а о парагеосинклинали».

Относительно причин высокой тектонической активности рассматриваемых территорий в мезозойское и кайнозойское время В. В. Белоусов (1956, 1962) высказал предположение, что они вызваны влиянием процессов формирования впадины Тихого океана, которые начались в конце мезозоя. Опусканиям в океане соответствовали одновременные поднятия в геосинклиналях и платформах, окружающих океан. Опусканиям прибрежных территорий Восточного Китая с вовлечением их в зону морского дна отвечают одновременные инверсионные поднятия во внутренних частях прилегающих платформенных областей Китая.

Отмечая важное значение процессов разрушения платформ и высокой активизации в мезозойско-кайнозойское время тектонических движений, Ю. А. Косыгин (1957), в противоположность прежнему взгляду об окостенении платформ и убывании энергии глубинных процессов Земли, правильно, по нашему мнению, писал: «Еще недавно думали, что развитие Земли обусловлено убыванием энергии глубинных процессов. Этой точки зрения, основывающейся на старых представлениях о раскаленной и остывающей Земле, отвечает пока еще широко распространенная среди геологов концепция о постепенном обрастании древних щитов и платформ областями молодой складчатости, также приходящими в платформенное состояние». Считая эти представления неправильными, Ю. А. Косыгин указывал, что «в ряде случаев заложение новых складчатых систем сопровождается разрушением платформ». Одной из форм

разрушения платформ и ярким проявлением тектонической активности является формирование указанных выше межгорных мезозойско-кайнозойских впадин и других процессов неотектоники.

Изложенные выше данные об истории развития межгорных впадин Центральной Азии показывают, что тектонические процессы на Земле не затухают, а интенсивно возобновляются в различных формах.

Проблема нефтегазоносности межгорных впадин Центральной Азии и сопредельных областей

За последние годы в некоторых районах Центральной и Средней Азии были проведены в значительном объеме геолого-геофизические исследования и буровые геологоразведочные работы. В результате этих работ в ряде межгорных впадин, расположенных на территориях указанных областей, были открыты крупные месторождения нефти и газа. На этих территориях промышленные залежи нефти и газа известны в пределах Ферганской, Цайдамской, Восточно-Гобийской (Дзунбаинской), Сычуаньской, Сунгарийско-Ляохэйской (Сунляо) и других межгорных впадин разного типа, выполненных мезозойско-кайнозойскими, преимущественно континентальными отложениями (см. табл. 1—8).

Весьма перспективными являются Ферганская и Таджикская впадины. Об этом свидетельствуют литологические особенности, мощности и условия образования выполняющих их мезозойско-кайнозойских отложений и большое количество благоприятных тектонических структур на их территориях. Перспективны здесь меловые и юрские отложения. Учитывая, что в пределах соседней Туранской плиты отложения этого возраста являются регионально-нефтегазоносными комплексами, с которыми связаны крупные залежи нефти и газа, можно с полным основанием считать, что аналогичные осадки содержат богатые залежи нефти и газа и на территории указанных межгорных впадин.

Огромный интерес в нефтегазоносном отношении имеют также Цайдамская, Таримская и Джунгарская межгорные впадины, расположенные в смежных областях Западного Китая.

В последние годы крупные месторождения нефти и газа открыты в палеогеновых и неогеновых континентальных отложениях Цайдамской впадины, а на территории Джунгарской впадины уже много лет разрабатывается нефтяное месторождение Карамай-Урхо и другие, приуроченные к континентальным отложениям триаса и юры, образующим крупную моноклинал протяженностью свыше 100 км, осложненную серией пологих структурных носов. В южной части этой впадины известно большое количество благоприятных тектонических структур с залежами нефти в третичных отложениях (Тушанцзы и др.).

На обширной территории Сычуаньской впадины несколько лет назад открыт ряд нефтегазоносных горизонтов, приуроченных к юрским песчано-глинистым континентальным отложениям, а в нижележащих карбонатных породах триаса давно эксплуатируются богатые залежи газа. В последние годы открыты новые значительные газовые месторождения.

Особенно большое научное и практическое значение имеют новые данные об открытии крупных нефтяных месторождений в нижнемеловых континентальных отложениях впадины Сунляо. В большинстве упомянутых межгорных впадин залежи нефти и газа генетически связаны с мощными толщами континентальных озерно-пресноводных отложений.

На возможность образования нефти в условиях континентальных озерных осадков, наряду с образованием нефти в условиях лагун и морского мелководья, указывал еще академик И. М. Губкин (1937). За последние годы в нашей отечественной литературе проблема образования нефти в континентальных озерных бассейнах получила дальнейшее раз-

вители в работах многих исследователей (С. Н. Алексейчика, В. В. Вебера, М. И. Варенцова, Л. А. Гуляевой, М. Н. Саидова, Г. Е. Рябухина). Большой интерес представляют также взгляды по этому вопросу некоторых зарубежных ученых (Пан Чжу-сяна, 1957; Olson, 1954; Felts, 1954, 1958; Nightingale, 1938). Известный китайский ученый Пан Чжу-сян (1961) убедительно показал генетическую связь залежей нефти Джунгарской, Ордосской и других впадин Китая с континентальными мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Были ли мезозойские и кайнозойские впадины, где происходило образование нефти, пресными или солоноватоводными, пока еще не ясно, так как проводимые в настоящее время специальные геохимические исследования по этому вопросу еще не закончены. Можно указать, что в геологическом разрезе нижнемеловых нефтеносных отложений Юго-Восточной Монголии содержатся прослои гипса, а в третичных нефтеносных отложениях Цайдама известно несколько прослоев каменной соли и силитовых известняков. Аналогичные явления в других нефтегазоносных впадинах указывают на их осолонение в отдельные отрезки геологической истории.

Особенно интересны исследования В. В. Вебера (1962) третичных континентальных отложений месторождения Юшаша Цайдамской впадины, где отмечается чередование нефтеносных пестроцветных песчаников и алевролитов. На основании послойного исследования битумов в указанных песчано-алевролитовых отложениях В. В. Вебер пришел к выводу, что залегание битумов *in situ* во вмещающих их породах не вызывает сомнений. Наблюдавшиеся им соотношения указывают на возможность процессов нефтеобразования в изученных пестроцветных континентальных отложениях. Что же касается красноцветов, то, как показывают характеристики битумов, среда красноцветных осадков здесь различна — от окислительной до нейтральной или даже восстановительной. По-видимому, красный цвет унаследован и характеризует окислительно-восстановительное состояние не столько данного осадка, сколько тех исходных пород, которые послужили источником сноса соответствующего терригенного материала.

Следует отметить, что поиски нефти в континентальных отложениях являются весьма трудными в связи с быстрой изменчивостью литологического состава (коллекторских свойств) нефтегазоносных горизонтов. Несмотря на это, мы считаем, что перспективы поисков нефти в континентальных мезозойско-кайнозойских отложениях межгорных впадин Центральной Азии и соседних областей весьма значительны.

На территории многих крупных впадин число благоприятных для поисков нефти и газа структур доходит до 100 и больше. На этих структурах в Цайдамской впадине, в Сунляо и других уже открыты многие богатые залежи нефти, а возможности открытия промышленных месторождений нефти и газа в континентальных отложениях верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя на территории ряда других межгорных впадин Средней Азии, КНР и МНР не исчерпаны.

Необходимо проводить дальнейшее всестороннее изучение тектоники и нефтегазоносности межгорных впадин Центральной Азии; на основе новых данных комплексных геолого-геофизических исследований и глубокого бурения полнее выявить их тектонические особенности, историю геологического развития, произвести сравнительную оценку перспектив их нефтегазоносности и, что особенно важно, выяснить условия образования нефти и формирования нефтяных и газовых месторождений в континентальных отложениях, и на этой основе быстрее выявить талящиеся в недрах указанных регионов богатые залежи нефти и газа.

Литература

- Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Варенцов М. И. Основные черты тектоники и характеристика Трансильванской впадины сравнительно с другими мезокайнозойскими впадинами Европы и Азии.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варенцов М. И., Кравченко К. Н. Сравнительная характеристика нефтегазоносных бассейнов (впадин) восточной части Средней Азии и Западного Китая.— Новости нефт. и газ. техн., геол., 1961, № 3.
- Варенцов М. И., Дорошко С. М., Куренков Н. Т. Сравнительная характеристика тектоники и истории геологического развития Зей-Буреинской и других мезокайнозойских впадин ДВК и сопредельных областей КНР.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варенцов М. И., Кравченко К. Н. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин Китая.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варенцов М. И., Ван Цзин-бо, Левенко А. И., Рябухин Г. Е. О геологическом строении мезо-кайнозойских впадин Китая.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. Изд-во Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, 1962.
- Васильев В. Г. О методике определения возраста платформы.— Геология нефти, 1958, № 3.
- Вебер В. В. О возможности образования нефти в осадках континентальных формаций.— Геология нефти и газа, 1962, № 2.
- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 2-е. Л.— М., ОНТИ, 1937.
- Гуляева Л. А. Геохимическая характеристика нижнемеловых отложений Зей-Буреинской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Косыгин Ю. А. Тектоническая карта СССР и размещения полезных ископаемых. М., Изд-во «Знание», 1957.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Основы тектоники Китая. Пер. с кит. Под ред. Чжан Вень-ю. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Пан Чжу-сян. К вопросу о континентальных нефтематеринских свитах в северо-западной части Китая.— Разведка недр. Пекин, 1957, № 4, 5. (На кит. яз.).
- Пан Чжу-сян, Рябухин Г. Е. Геологическое строение внутренних впадин Центральной Азии и их нефтеносность.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, 1961, № 7.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов, ст. 1 и 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1 и 3.
- Рябухин Г. Е. Происхождение Байкала. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 28, вып. 5.
- Саидов М. Н., Багирян Г. В., Масыкин П. Ф. О генетической связи нефти в Центральной Азии с озерно-континентальными отложениями.— В кн.: Сборник авторефератов и научных работ Всес. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та, законченных в 1957 г. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского, 1956. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Тектоническая карта КНР в м-бе 1:4 000 000. Под ред. Чжан Вень-ю. Объяснительная записка. Пекин, 1959. (На кит. яз.)
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хуан Ти-цин. Основные черты тектонического строения Китая.— Сов. геол., 1961, № 9.
- Felts W. M. Occurrence of oil and gas and its relation to possible source beds in continental territory of intermountain region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, 38, № 8.
- Felts W. M. Great basin, giant sleeper of the West. Oil a. Gas Journ., 1958, № 49.
- Nightingale W. T. Petroleum and natural gas in non-marine sediments of Ponder Wash field in North-West Colorado. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1938, 22, № 8.
- Olson W. S. Source-bed problem in Velasguss field, Columbia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, 38, № 8.
- Rap C. H. Non-marine origin of Petroleum in North Shense in China, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1941, 25, № 11.

Верхне-Аму-Дарьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности

Результаты анализа накопившихся новых геологических материалов вполне согласуются с данными А. Р. Бурачека (1934), Б. А. Петрушевского (1940) и Н. П. Туаева (1936, 1937) о южных границах Верхне-Аму-Дарьинской впадины. По представлениям этих авторов, на ее южном борту располагаются хребты Паропамиз, Кух-и-Баба и Гиндукуш.

Учитывая новые данные, в последнее время Н. П. Туаев (1962) отошел от искусственного деления единой геоструктурной и палеогеографической единицы на Таджикскую и Северо-Афганскую впадины. По мнению автора, внешнее обрамление Верхне-Аму-Дарьинской впадины на юге составляют хребты Паропамиз (высота до 3709 м), Кух-и-Баба (более 5000 м) и Гиндукуш (гора Тирадж Мир до 7700 м), на востоке — хребет Дарваз (около 7000 м), образующий западные отроги Памира; на севере — Гиссарский хребет (около 5000 м). Северо-западной границей территории условно считаются юго-западные отроги Гиссарского хребта — хребты Сурхантау, Байсунтау и Кугитангтау. На юго-западе в сторону Каракумской платформы или Туранской низменности впадина остается открытой.

В зоне сочленения Верхне-Аму-Дарьинской впадины с Туранской низменностью мезозойско-кайнозойские образования обнаруживают отчетливо выраженные черты платформенного строения, которые характерны для Каракумской и Сыр-Дарьинской платформ.

Акцентируя внимание на структурных особенностях Верхне-Аму-Дарьинской впадины, следует подчеркнуть важное значение места, занимаемого ею в геоструктурном плане Азии. Как известно, по этому вопросу единого мнения не существует. Одни исследователи рассматриваемую территорию относят к категории геосинклинальных областей, другие указывают, что на некоторых этапах своего развития она имела платформенный характер (Туаев, 1962). На Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1956), составленной под редакцией Н. С. Шатского, северная часть Верхне-Аму-Дарьинской впадины изображена как передовой прогиб, а южная — как область нерасчлененной альпийской складчатости.

Верхне-Аму-Дарьинскую впадину как геоструктурную единицу автор (Туаев, 1962) рассматривает в качестве юго-восточного продолжения Туранской платформы, точнее ее южной — Каракумской части. Близкой точки зрения относительно отдельных ее частей придерживаются и некоторые исследователи. Так, например, О. К. Чедия и А. К. Трофимов (1962) приходят к заключению, что северный борт Верхне-Аму-Дарьинской впадины начал дифференцироваться на прогибы и антиклинальные поднятия с олигоцен-миоценового времени. Относительно Сурхандарьин-

ской зоны погружения Л. С. Балашев (1960) писал, что в течение мезозоя и палеогена здесь существовал платформенный режим.

К вопросам установления границ Верхне-Аму-Дарьинской впадины также подходят по-разному. Некоторые исследователи границы территории устанавливают по характеру геоморфологических очертаний современного рельефа или по контурам стратиграфических горизонтов, например верхнетретичных красноцветных отложений. Другие исследователи границы рассматриваемой территории проводят на основании ее палеогеографических и палеотектонических особенностей (Бурачек, 1934; Петрушевский, 1940; Туаев, 1937, 1962).

Прежде чем перейти к изложению палеогеографических особенностей строения Верхне-Аму-Дарьинской впадины и определению ее места в геоструктурном плане Азии, необходимо дать характеристику состояния проблем нефтегазоносности. Для этого приведем критерии оценки перспектив нефтегазоносности: а) органического фона осадочных образований; б) материалов по нефтегазоносности; в) условий преобразования органического вещества в нефть; г) структур для формирования залежей нефти и газа и их сохранения.

Сущность применяемого нами палеогеографического анализа сводится к прослеживанию как домезозойских или доюрских стратиграфических комплексов, развитых в хребтах, составляющих обрамление Верхне-Аму-Дарьинской впадины, так и мезозойских, развитых во внутренней ее зоне.

По доюрским отложениям южного обрамления мы располагаем ограниченными данными Р. Фюрона (Furon, 1941), К. Гризбаха (Griesbach, 1886), С. Попола и С. Тромпа (Popol, Tromp, 1954) и Б. А. Тхостова (1957). По данным этих авторов, в пределах хребтов Гиндукуш и Кух-и-Баба развита толща неравномерно метаморфизованных, а местами и магматизированных образований сложного петрографического и возрастного состава. Судя по высокой степени метаморфизма толщ на некоторых участках, полагают, что здесь развиты кембрийские и докембрийские образования. Однако С. Попол и С. Тромп отмечают, что эта толща темно-серых метаморфических сланцев, филлитов и мраморов может оказаться не древнее девонского возраста. В районе хребта Котал, в 90 км от г. Кабула в толще сланцев и известняков, содержащей слой гематита, они отмечают присутствие *Spirifer verneuili* Murch., *Strophalosia*, *Rhynchonella* и кораллов *Zaphrentis* и *Syringopora*, свидетельствующих о девонском возрасте вмещающих осадков. В 140 км от г. Кабула в урочище Ак-Рабат ими отмечается толща темно-серых известняков нижнекаменноугольного возраста с фауной брахиопод, криноидей и фузулинид.

В 25 км юго-восточнее Ак-Рабата, в ущелье Ходжа-Ягар, еще Х. Гайденом (Hayden, 1909) были установлены отложения верхнего карбона, представленные главным образом темно-серыми, нередко с сероводородным запахом тонко- и толстослоистыми известняками с брахиоподовыми и коралловыми ракушечниками. В толще найдены *Productus punctatus* M., *Reticularia lineata* M., *Dielasma* sp., *Spirifer* sp. и др. В этой толще нами была собрана, а Н. Д. Лапиной определена фауна брахиопод, среди которой, помимо перечисленных выше форм, есть *Productus gratio-dentalis* Grabau. В тонкослоистых глинистых известняках содержится большое количество раковин фузулин и швагерин.

Мощность каменноугольных отложений равна не менее 2000—2500 м.

С. Попол и С. Тромп отмечают, что толщи черных известняков с обильным содержанием брахиопод развиты и в северо-западной части Афганистана на расстоянии 40 км к западу от г. Герата, в бассейне р. Герируд. Местами наряду с брахиоподами встречаются кораллы и криноидеи. Мощность известняков здесь достигает 1200 м.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что вдоль всего южного обрамления Верхне-Аму-Дарьинской впадины широко развита мощная серия отложений карбона, обладающих преимущественно темно-серой и черной окраской.

Каменноугольные отложения, описанные в пределах Гиндукуша, прослеживаются также и к северу, в пределы Дарваза.

Северное обрамление Верхне-Аму-Дарьинской впадины в пределах южных склонов Гиссарского хребта, по данным С. К. Овчинникова (1946), сложено в нижней своей части известняково-сланцевой и сланцево-известняковой толщами верхнесилурийского возраста (мощностью 1200 м). На силурийских отложениях залегают фаунистически охарактеризованные вулканогенные отложения среднего карбона (2000 м), туфогенные конгломераты, известняки и мергели с прослоями туфов и эффузивов (1000 м).

По данным Е. М. Головина (1938), в западных районах Гиссарского хребта на досреднепалеозойских отложениях трансгрессивно залегают каменноугольные породы.

Если из приведенного беглого обзора палеозойского обрамления Верхне-Аму-Дарьинской впадины мы видим почти непрерывное распространение отложений среднего и верхнего карбона, то иное мы увидим при прослеживании пермских отложений.

Наиболее полные и систематизированные данные о пермских отложениях приводятся С. Пополом и С. Тромпом (Popol, Tromp, 1954) из района ущелья Ходжа-Ягар. Здесь они залегают согласно с подстилающими верхнекарбонными и вышележащими триасовыми отложениями. Среди пермских отложений выделяются нижне- и верхнепермские. Нижняя часть представлена темно-серыми, почти черными известняками, переполненными *Neoschwagerina craticulifera* Schw., *N. primigena* Hayden и др., а также *Spiroloculina*, *Textularidae*. Верхняя часть сложена серыми известняками, богатыми *Sumatrina annae* Volz., которая, по мнению С. Попола и С. Тромпа, указывает на верхнепермский возраст.

В 1 км от пер. Шибар, в сторону поселков Доаб и Бамиана, в бамианских известняках С. Попол и С. Тромп отмечают микрофауну: *Schwagerina juroni* Thomp., *Sch. cf. pseudochihhsiaensis* Chen, *Sch. hindukschensis* Dunbar, *Polydiexodina afghanensis* Thomp., *P. trompi* Dunbar, *Misellina pamirensis?* (Doutk. and Khab.), *Verbeekina heimi* Thomp. et Forest., *Cancellina primigenia* (Hayden), *Afghanella schencki* Thomp. По заключению К. Данбера, породы, вмещающие перечисленную фауну, могут быть сопоставлены с верхнепермскими известняками Макоу Южного Китая и с верхней частью серии Гваделупе Америки.

Собранная нами к западу от пер. Шибар фауна, определенная Т. И. Шлыковой, представлена: *Afghanella* sp., *Polydiexodina* sp., *Spirolectammina* sp., *Tetrataxis* sp., Miliolidae, *Hemigordius?* sp., Lagenidae, среди которых определены *Pachiphloia cf. minutissima* Sosn. (in litt.), *Genitzina* sp., *Nodosaria* sp. и единичные *Ocantularia?* sp. и *Lasiodiscus* sp. На основании присутствия в приведенном списке фораминифер *Afghanella* и Miliolidae, очень похожих на представителей этого семейства из верхнепермских отложений Приморского края, и *Polydiexodina*, характерной для верхней перми области Тетис и серии Гваделупе Северной Америки (штат Техас), Т. И. Шлыкова определяет возраст вмещающих перечисленную фауну известняков как верхнепермский. К этому еще следует добавить, что *Neoschwagerina craticulifera* Schwager характерна для верхнепермских отложений Памира (Дуткевич, 1937). На восточном обрамлении Верхне-Аму-Дарьинской впадины, в пределах Дарваза, пермские отложения имеют широкое развитие. По данным Н. П. Ермакова, они расчленяются на семь свит мощностью около 3400 м. Нижняя аспидная свита сложена черными и темно-серыми сланцами с прослоями

песчаников, конгломератов и рифовых известняков. Мощность свиты — 800 м. Сафетдаронская свита сложена в основном рифогенными известняками мощностью 600 м. Нижняя серая туфо-сланцевая свита образована темно-серыми сланцами, зеленовато-серыми туфопесчаниками с прослоями известняков, нередко рифовых. Их мощность — 800 м. Фиолетовая свита отделяется угловым несогласием от подстилающих, она сложена фиолетовыми и зеленовато-серыми туфоконгломератами мощностью 800 м. Гипсоносная свита представлена глинами, песчаниками и гилсами, пестроокрашенными в серые, серовато-зеленые, красные, розовые и другие цвета. В нижней части свиты содержится фауна нижней перми (*Doliolina clondiae* D. и др.), а в верхней перми (*Poldioxodina*, *Parafusulina* и др). Мощность этой свиты — 300 м. Верхняя серая туфо-сланцево-песчаная свита сложена туфопесчаниками и сланцами мощностью 700 м.

В районе северного обрамления Верхне-Аму-Дарьинской впадины, на южном склоне Гиссарского хребта, С. К. Овчинников (1946) и С. А. Захаров (1958) к нижней перми относят толщу красных кварцевых порфиров мощностью 1000 м, а к верхней — толщу, состоящую из остроугольных обломков порфиров, песчаников и других пород (ханакинская свита).

О развитии пермских отложений в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта сведений пока нет.

Судить о характере распространения и вещественном составе триасовых отложений можно по обнажениям в пределах хребтов, обрамляющих впадину. Триасовые отложения наиболее полно развиты и хорошо обнажены в пределах центральной части и северных склонов хребта Гиндукуш.

По данным А. Крафта (Krafft, 1900) и Н. П. Ермакова, отложения триаса развиты на западных склонах Дарваза, в бассейне р. Оби-Равно и в верховьях р. Оби-Ниоу. Н. П. Ермаков считает, что нижнетриасовые отложения залегают на более древних со слабым угловым несогласием. По его данным, нижняя часть разреза нижнего триаса (160 м) сложена известняками, а выше залегает толща серых и серовато-коричневых песчаников с известковым цементом, содержащих верхневерфенскую фауну: *Bellerophon*, *Myophoria laevigata* Goldf. и др. Мощность триасовых отложений здесь определяется в 400—760 м (Захаров, 1958).

На южном продолжении Дарваза, в хребте Сиунг, расположенном к югу от Даштиджумской излучины р. Пяндж, по данным Н. П. Петрова (Захаров, 1958), к нижнему триасу относится толща песчаников, глин, мергелей, известняков, туфов и конгломератов мощностью около 2000 м, отделенная несогласием от палеозойских и юрских отложений. Ввиду отсутствия фаунистических данных вопрос о возрасте рассматриваемой толщи не может решаться однозначно.

В отличие от юго-восточного и восточного обрамлений Верхне-Аму-Дарьинской впадины в пределах северного и северо-западного известны только верхнетриасовые отложения на ограниченных участках. Эти отложения развиты в виде изолированных линзовидных пачек, выполняющих углубления в рельефе палеозойского основания. Они представлены глинами, песчаниками и конгломератами с прослоями угля. По данным С. П. Левицкого (1937) и И. Е. Губина (1937), угленосная толща достигает максимальной мощности 65—70 м в саяе Кзылалма и у кишлака Суфа. В других местах мощность их не превышает 30—40 м.

Значительно большей мощностью и в иных фациях представлены отложения триаса в пределах Предгиндукушской части впадины, на структурах Зарчойско-Богавийской подзоны поднятий. Здесь триасовые отложения обнажаются в сводовой части Зарчойской антиклинали на площади примерно 15 × 5 км и представлены толщей темно-серых до черных

сланцев с подчиненным количеством известняков с фауной *Anolcites* (?) cf. *isoldae* Mojs., *Halobia* cf. *fallax* Mojs., *Halobia* sp. indet. и аммонитов, по мнению Л. Д. Кипарисовой, характеризующих карнийский ярус верхнего триаса. Отложения интенсивно дислоцированы под углом 50—30°. Породы триаса трансрессивно перекрываются туронскими с угловым несогласием до 20—25°. Сланцы триаса пересечены трещинами, выполненными жилами кальцита, местами слегка окремнены и находятся в начальной стадии ороговикования. Мощность обнаженной части толщи не менее 1500 м.

Изложенным исчерпываются данные о развитии доюрских отложений, находящихся вне связи с нижнеюрскими отложениями.

В других местах обнажаются толщи, включающие осадки разного возраста. Одни толщи охватывают верхнетриасовые и нижнеюрские отложения, другие — ниже- и среднеюрские, третьи — только юрские отложения, представленные всеми отделами. Обычно с нижними двумя отделами связана угленосность. Поэтому в литературе они освещены полнее, чем другие горизонты. Эти отложения распространены спорадически. В северной части рассматриваемой территории они описаны С. П. Левицким (1937), И. Е. Губиным (1937), Н. П. Ермаковым, С. А. Захаровым (1958) и др.

По имеющимся данным, юрские и частично триас-юрские угленосные отложения в северной половине Верхне-Аму-Дарьинской впадины наиболее полно развиты в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и на Дарвазе.

В хребте Кугитангтау песчаниково-сланцевая угленосная толща, относящаяся к лейас-доггеру, достигает мощности около 700 м и содержит примерно 24 пласта и прослой угля.

На южных склонах Гиссарского хребта юрские отложения имеют ограниченное развитие.

На Дарвазе, в районе р. Оби-Равноу, по данным Н. П. Ермакова, угленосная толща имеет рэт-лейасовый возраст, в нижних 39 метрах содержит пласты угля. Толща в целом песчаниковая, но включает прослой глины и алевролитов. Мощность толщи около 700 м.

В отличие от северной половины Верхне-Аму-Дарьинской впадины, где триас-юрские или юрские угленосные отложения во внутренней зоне не выведены на поверхность, в южной ее половине они обнажаются на расстояниях от 40 до 70 км, а в одном случае и до 100 км от обрамляющих ее хребтов. Они также обнаружены в сводовых частях десятка своеобразных антиклинальных структур, принадлежащих к Дарасуфской и Мирзаваленгско-Кухиширанской (Богавийской) антиклинальным подзонам.

По данным А. Сьюорда (Seward, 1912), Р. Ситоля (Sitholey, 1940), В. Веста (West, 1940), Р. Фюрона (Furon, 1941) и других, линзовидные участки юрских угленосных отложений встречаются на северных склонах хребтов южного обрамления рассматриваемой территории. В частности, к ним относятся угленосные отложения месторождения Иш-Пушта. По данным С. Попола и С. Тромпа, угленосные отложения содержат *Cladophlebis denticulata* Brongn., *Klukia exilis* (Philips Raciborski), характерные для средней и верхней юры Европы и Азии.

В пределах Дарасуфской зоны поднятий рассматриваемые отложения обнажаются в сводовых частях куполовидных структур сложного строения размерами по длинной оси от 5 до 20 км и по короткой — от 1 до 5 км. Нижние горизонты разреза угленосной толщи здесь не обнажаются, поэтому трудно судить о стратиграфическом объеме всей толщи. По литологическим особенностям разрез развитых на указанных структурах осадков больше напоминает разрез в районе структуры Мирзаваленг. Поэтому не исключена возможность, что здесь в низах разреза

окажутся и отложения верхнего триаса, как это наблюдается в своде Мирзаваленгской антиклинали.

На северо-восточном продолжении хребта Банд-и-Туркестан и Дарасуфской антиклинальной зоны расположено Кохичунгурское куполовидное поднятие северо-северо-восточного простирания. В своде этого поднятия обнажаются глинистые, глинисто-кремнистые и хлоритизированные сланцы с подчиненным количеством алевролитов, песчаников и гравелитов, местами замещенных порфиритами и гранитами. По характеру метаморфизации эта толща напоминает отложения верхнего палеозоя — триаса района пер. Шибар и центральной части Гиндукуша. Базальтовые же дайки замещения среди триас-юрских отложений на Бандичаракском поднятии позволяют считать их разновозрастными с породами, обнажающимися в своде Кохичунгурского поднятия, в котором нами была собрана, а Л. В. Сибиряковой определена следующая фауна: *Ostrea sp. indet.*, *Camptonectes sp. (?)* верхнеюрского облика. Эти породы подвержены неравномерному метаморфизму и частично метасоматическому замещению порфиритами. Встречающиеся здесь кораллы по внешнему облику напоминают *Montlivaultia*, описанные Р. Росси и С. Фантини (Rossi, Fantini, 1961) в бат-келловейских отложениях района угольного месторождения Каркар.

Аналогичные описанным в Кох-и-Чунгуре метаморфические образования развиты также и в 50 км к северо-востоку в районе Афтобрусского вспучивания, приуроченного к своде сложно дихотомирующей антиклинальной зоны.

В районе угольного месторождения Каркар, расположенного в 25 км к северо-востоку от Пули-Хумри, в отличие от описанных районов, ни нижне- и среднеюрские угленосные отложения, ни верхнеюрские образования не затронуты процессами метаморфизации и магматизации. Мощность угленосной части разреза равна 200 м.

Верхнеюрские отложения района угольного месторождения Каркар начинаются 50-метровой пачкой серых глин с прослоями известняков-ракушечников. Выше залегает 200-метровая толща, состоящая из чередующихся глин красновато-коричневой и серой окраски и известняков серых до темно-серых. В описываемых пачках нами собрана, а Л. В. Сибиряковой определена следующая фауна: *Anisocardia tenera* Sow., *Gleicimeria balinensis* Roll., *Pleuromya polonica* Laube, *Gonyomya litterata* Ag., *Pholadomya cf. exaltata* Ag., *Lima cf. impressa* Morr. et Lyc, *Modiola gibbosa* Sow., *Protocardium cf. cognatum* Phillips, характеризующая бат-келловейский возраст.

Изложенные стратиграфические выводы согласуются с заключением Р. Росси и С. Фантини.

Наблюдающееся на Каркаре развитие верхнеюрских морских отложений выше угленосной толщи свидетельствует о том, что здесь развит необычный для южной части впадины тип разреза.

Другой тип разреза рассматриваемых стратиграфических горизонтов наблюдается в сводовых частях куполовидных поднятий Шату, Бандичарах и Мирзаваленг.

Толща, развитая на перечисленных структурах, состоит из сочетания пресноводно-морских верхнетриасовых и угленосных нижнеюрских образований. Последние обладают значительными мощностями и представлены песчаниками, алевролитами, глинами, нередко углистыми, с подчиненным количеством конгломератов. Основание описываемых образований не вскрыто денудацией, поэтому о их взаимоотношениях с подстилающими горизонтами судить трудно.

Верхнетриасовые аммониты в нижней части разреза угленосной толщи на своде Мирзаваленгского поднятия в совокупности с развитием мощной толщи верхнетриасовых отложений в своде Зарчойского купо-

ловидного поднятия позволяют допустить возможность существования вдоль южного обрамления впадины особой палеогеографической подвижной зоны, временами приобретающей характер архипелага, где на обособленных участках могло происходить почти непрерывное или прерывистое накопление осадков в верхнем палеозое и нижнем мезозое. Начиная с юрского времени, аналогичные же перестройки структурного плана и палеогеографической обстановки наблюдаются и в северо-западной, северной и восточной окраинных зонах.

Северо-западная окраинная зона впадины, в особенности район Кугитангского хребта и Кетмень-Чапты, в отличие от южной окраинной части подвергалась более равномерному и длительному погружению. В результате зона максимального накопления осадков в течение всего юрского времени оказалась приуроченной к современной Кугитангско-Андхойской зоне поднятий. В связи с сопряженным, но неравномерным погружением сопредельных территорий различные горизонты юрских отложений неодинаковой мощности имеют широкое распространение к западу и северо-востоку от Верхне-Аму-Дарьинской впадины нередко в виде изолированных пятен. Так, например, пресноводные нижне- и среднеюрские отложения встречаются в изолированных впадинах в Гиссаро-Зеравшано-Туркестанской системе хребтов.

В разрезе юрских отложений наиболее устойчивым характером развития обладает нижняя угленосная его часть. Верхние свиты — гиссарская и гаурдакская, — относящиеся к верхней юре, развиты главным образом в пределах северной половины Верхне-Аму-Дарьинской впадины. Здесь они распространены спорадически и обладают невыдержанными мощностями и непостоянным фациальным составом.

О неравномерном характере распространения верхнеюрских отложений в пределах южной Предгиндукушской половины рассматриваемой территории свидетельствует отсутствие в пределах Дарасуфской и Зарчойско-Мирзаваленгской групп поднятий глинисто-известняковой толщи, которая в районе угольного месторождения Каркар содержит фауну бат-келловейского возраста.

Изложенные данные не согласуются с представлениями Р. Фюрона (Furon, 1952) о том, что верхнеюрской морской трансгрессией была охвачена вся территория Северного Афганистана на всем протяжении от Ирана до Памира.

Если район угольного месторождения Каркар принять за восточную границу распространения толщи бат-келловейских известняков или гиссарской свиты, то положение этой границы вполне согласуется с положением крайнего восточного обнажения этих же известняков на южном склоне Гиссарского хребта или на северной окраине рассматриваемой впадины. Таким образом, восточная граница распространения гиссарской свиты в общем совпадает с западным склоном Привахшско-Эшкешской зоны поднятий. Гиссарская свита максимальной мощности около 500 м достигает в районе Кугитанга; к северу и западу ее мощность убывает довольно резко, в среднем на 2,5 м на каждый километр. Наряду с этим нет достоверных данных, подтверждающих непрерывность распространения гиссарской свиты на всей площади впадины. Поэтому не исключается возможность, что в районе Каркара накопление осадков могло происходить в изолированном бассейне.

Породы гаурдакской свиты верхней юры обладают более ограниченным распространением, чем гиссарской свиты, и, по-видимому, отлагались в разобщенных бассейнах. Эта гипсово-соленосная толща обнажается преимущественно в пределах северной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины в сводовых частях разорванных антиклинальных структур, таких как Бабатаг, Гарданиушти, Нурек и других, приуроченных к зонам разломов и блоковым поднятиям, обладающим субмеридиональ-

ным простиранием. Максимальное развитие гипсово-соленосных отложений наблюдается в Кугитангско-Гаурдакском районе. Солеродные растворы скорее всего поднимались с глубины по зонам разломов, как это имеет место в настоящее время на южном погружении хребта Туунтау и в районе серного месторождения Шордара на хребте Кух-и-Эльбурц. Мощность гаурдакской свиты в районе Гаурдака достигает 900 м.

О возрасте соленосной толщи, развитой в пределах Кулябско-Рустакской зоны погружения, единого мнения не существует. Возраст солей, приуроченных к куполам Кулябского района, одни исследователи (Чихачев, 1949; Сюндюков, 1954) склонны определять как верхнеюрский, а другие — как третичный и древнечетвертичный. Что касается соляных куполов, расположенных в южной части Кулябско-Рустакской зоны погружений, то соленосную толщу района купола Намакаб С. Попол и С. Тромп (Popol, Tromp, 1954) относят к миоцену. При этом авторы полагают, что отложения миоцена залегают на известняках турона, которые, по последним данным, имеют палеоцен-датский возраст (Туаев, 1962). Имеющийся в настоящее время фактический материал не позволяет точно установить возраст соли, слагающей рассматриваемые купола. Поэтому возраст соленосных отложений условно будем считать юрским, хотя не исключена возможность отнесения их к миоцену.

Условно сохраняя верхнеюрский возраст за гипсо-соленосными отложениями, составляющими купола в Кулябско-Рустакской зоне погружения или в Преддарвазской впадине, и помня, что выше мы проводили восточную границу распространения бат-келловейских известняков по западному склону Привахско-Эшкамешской зоны поднятий, следует допустить, что они накапливались в изолированном бассейне за счет солеродных растворов, поднимавшихся с глубины.

Отсутствие гиссарской и гаурдакской свит в пределах Зарчойско-Богавийской и Дарaisuфской зон поднятий позволяет говорить об их отсутствии и в пределах всего южного обрамления, что, в свою очередь, свидетельствует о палеогеографических перестройках, происходивших в верхнеюрское время, и значительном сокращении зоны седиментации.

Переходные от юры к мелу отложения карабийской и альмурадской свит, классический разрез которых развит в Кугитанг-Ширабадском районе и которые в последнее время относятся С. В. Екшибаровым (1962) к титон-валанжину, в Предгиндукушокой или южной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины, как и подстилающие их две свиты, обнаруживают непостоянное развитие, а в районах Зарчойского поднятия и Дарaisuфской зоны поднятий вовсе отсутствуют. Наибольшее их развитие в пределах поднятий Шату, Бандичарах, Мирзаваленг, Ангот и Кух-и-Эльбурц-Кухишаданской подзоны поднятий.

Более молодые образования, примерно домастрихтского возраста, по фациально-литологическим особенностям не обнаруживают существенных различий в северной и южной частях рассматриваемой впадины. Более того, они обнаруживают определенные сходства и непосредственную связь с одновозрастными образованиями Туранской платформы. По-видимому, в это время установился единый, более спокойный тектоно-лито-генетический режим для всей палеогеографической провинции в целом.

Одновременно с этим в датско-палеоценовое время имело место существенное погружение в районе Кафирниган-Кундузской зоны поднятий, и область максимальной седиментации оказалась приуроченной к ней. Правда, исключение и в этом отношении составляют районы Зарчойского поднятия и угольного месторождения Каркар, где, как увидим дальше, не только на границе юры и мела, но и в верхнем мелу происходили резкие местные поднятия отдельных участков типа блоков. Эти движения привели местами к выпадению из разреза отложений всей

туры и нижнего мела, резкому сокращению мощностей и погрубению состава осадков.

Палеогеографические особенности и литологическая характеристика как указанного выше комплекса меловых образований, так и кайнозойских отложений северной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины известны из работ Н. П. Хераскова (1932), Б. А. Петрушевского (1940), С. Н. Симакова (1952), С. А. Захарова (1958), О. К. Чедия, А. К. Трофимова (1962) и др.

Коротко остановимся на новых данных по стратиграфии южной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины, появившихся в последние годы и не получивших еще достаточной известности.

Так, например, на Зарчойском поднятии из разреза целиком выпадают юрские, нижнемеловые и, по-видимому, частично сенманские отложения. Здесь же наблюдается сокращение мощности верхнемеловых отложений. Угловое несогласие между верхнемеловыми и подстилающими их верхнетриасовыми отложениями (рис. 1 в конверте) равно 20°. В пределах зоны Дарасуйских поднятий наблюдается выпадение из разреза нижнемеловых отложений, то же самое наблюдается в районе угольного месторождения Каркар. На Каркаре разрез верхнего мела представлен 130-метровой пачкой коричневых и коричневато-серых глин с прослоями гипсов, известняков и крупнообломочных конгломератов. Венчается пачка 36-метровым горизонтом грубообломочных конгломератов. В верхней трети пачки, в 5-метровом слое известняка, содержатся рудисты и *Exogyra columba* Lam. Грубообломочные образования и резкое сокращение мощности верхнемеловых отложений свидетельствуют о высокой подвижности отдельных участков.

Не менее отчетливо выражены палеогеографические последствия перестройки структурного плана в самом конце мелового времени на границе с нижним палеогеном. Так, например, не всегда отмечаются маастрихтские отложения в разрезе. Довольно часто выпадают отложения датского возраста из однородной толщи известняков палеоцен-датского возраста, названной О. С. Вяловым бухарским ярусом. Эту толщу С. Попол и С. Тромп (Popol, Tromp, 1954) отнесли к турану. Однако нами было установлено непосредственное продолжение этой толщи на территории СССР в районе г. Келифа. Более того, в районе Кара-тепе-калаи, в верхней части толщи нами были обнаружены *Corbula* (*Cuneocorbula*) *biangulata* Desh., *Modiola jeremejevi* Rom.

Мощности толщи также подвергаются резким изменениям даже в пределах отдельных структурных зон. Так, в Зарчойско-Богавийской подзоне, в долине р. Кафлатун, известняки имеют мощность около 400 м, а на северо-западном крыле поднятия Шату она не превышает 100 м. Как правило, нижняя часть толщи известняков, относимая к датскому ярусу, в сторону периферической зоны впадины выклинивается, а мощность верхней части, относимой к палеоцену, сокращается до 40—50 м. Зона максимального накопления осадков в палеоцен-датское время совпала с Кафирниган-Хайбакской зоной и Кух-и-Эльбурц-Кухишаданской зоной поднятий. Здесь максимальная мощность толщи известняков достигает местами 500 и более метров.

Следующий этап перестройки структурного плана по времени включает период от верхнего эоцена до среднего олигоцена включительно вместе с ярусами риштанским, исфаринским, ханабадским и сумсарским. Судя по характеру распространения образований перечисленных ярусов и взаимоотношению их с подстилающими и покрывающими отложениями, в периферической зоне рассматриваемой впадины началось оживленное поднятие и сокращение размеров бассейна. Одновременно с этим во внутренней зоне начался рост некоторых зон поднятий и локальных структур. В результате под влиянием поднятия района юго-западных

отрогов и прилегающих площадей западная граница палеогенового бассейна переместилась в район Сурханской зоны попружений, а восточная граница проходила по правобережью р. Вахш. В период отложения пород ханабадского и сумсарского ярусов восточная граница бассейна достигла района западного склона Дарваза. Южные границы бассейна вдаются клином вдоль Кафирниган-Хайбажской зоны поднятий в бассейн р. Кундуз примерно на 100 км к югу от р. Аму-Дарья.

В связи с ростом локальных поднятий бассейн, по-видимому, имел характер архипелага. О росте отдельных структур свидетельствуют широко распространенное явление размыва верхов туркестанского яруса на горе Хаудаг (Туаев, 1936) и полное срезание денудацией пород туркестанского, алайского и сузакского ярусов в большинстве районов Кух-и-Эльбурцско-Паропамизской зоны поднятий (см. рис. 1, 2 в конверте). Незначительные останцы пород сузакского и алайского ярусов на крыльях крупных структур типа Кух-и-Эльбурц (см. рис. 1) свидетельствуют о том, что в доверхнеэоценовое время произошла существенная перестройка структурного плана, сопровождавшаяся размывом мощных толщ палеогена на сводовых частях структур, выступавших из-под уровня моря в виде островов.

Охарактеризованная серия верхнеэоцен-среднеолигоценовых отложений, имеющая ограниченное и неравномерное распространение, перекрывается красноцветной толщей глин, песчаников и конгломератов верхнеолигоцен-неогенового возраста.

Наибольшим распространением обладает нижний горизонт красноцветных глин, относимый к верхнему олигоцену (см. рис. 1). Наряду с выпадением из разреза отдельных ярусов в южной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины уменьшаются мощности некоторых горизонтов и угловые несогласия становятся менее выраженными.

При прослеживании характера распространения третичных и четвертичных отложений выясняется, что для соответствующего их накоплению отрезка истории Пригиндукушской части впадины свойственны почти однозначные с северной частью развитие в палеогене и значительное отставание в погружении в течение неогена и четвертичного времени. Поэтому возрастные аналоги бактрийских конгломератов здесь почти не развиты, а кулябской свиты или сохских конгломератов по характеру своего развития напоминают конусы выносов в предгорные шлейфы, мощность которых не превышает 300—400 м.

Анализ структурных особенностей образований, участвующих в строении склонов хребтов, обрамляющих Верхне-Аму-Дарьинскую впадину, позволяет среди них выделить два структурно-стратиграфических комплекса.

В состав первого, или нижнего, структурного этажа входят образования палеозой-нижнетриасового возраста, а в состав верхнего — мезозойско-кайнозойские отложения. Помимо этих двух основных структурных этажей первого порядка, внутри каждого из них могут быть выделены местные структурные этажи второго и третьего порядков.

К категории структурных этажей второго порядка могут быть отнесены такие комплексы образований, которые от покрывающих или подстилающих комплексов отделяются (одновременно) и стратиграфически, и угловым несогласием в пределах структур второго порядка. К категории структурных этажей третьего порядка могут быть отнесены такие комплексы, которые от покрывающих или подстилающих комплексов отделяются стратиграфическим и угловым несогласием в пределах структур третьего порядка или обособленного блока.

Породы, слагающие первый структурный этаж в хребтах, обрамляющих Верхне-Аму-Дарьинскую впадину с юга и севера, дислоцированы в окладки субширотного простирания. В отличие от этих хребтов поро-

ды первого структурного этажа в пределах восточного обрамления (на Дарвазе) характеризуются субмеридиональным простиранием складок. Таким же субмеридиональным простиранием обладают породы первого структурного этажа, обнажающиеся в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Интересно отметить, что на восточном склоне Дарваза верхний и нижний структурные этажи не обособляются один от другого резко выраженным угловым несогласием, в результате чего создается впечатление о почти согласном залегании рассматриваемых структурно-спатиграфических комплексов и о дислоцированности их в общем по единому плану. Эти выводы, полученные из анализа геологического материала, в известной мере подтверждаются и результатами геофизических исследований. Так, Б. Б. Таль-Вирский указывает, что фундамент, или первый структурный этаж, в Преддарвазском прогибе характеризуется развитием структур субмеридионального простирания, тогда как в более западных районах в нем развиты структуры субширотного простирания. Интерпретируя данные магнитометрических исследований по Верхне-Аму-Дарьинской впадине, А. А. Борисов и В. М. Рыманов (1960) также пришли к выводу о сопряженности субширотных магнитных аномалий со структурами в фундаменте (см. рис. 2). Существующие два перекрещивающихся направления складчатости нами были установлены ранее при геологических исследованиях восточнее г. Ташкуртана на горе Ходжа-Гут (Туаев, 1962; фиг. 1, 2).

Верхне-Аму-Дарьинская впадина по характеру структурного плана второго структурного этажа отчетливо разделяется на две части — северную и южную.

Северная часть занимает пространство, расположенное к западу от Дарваза, и с юга граничит с Кух-и-Эльбурц-Ходжагутской подзоной шовных структур. Следует отметить, что структуры субмеридионального простирания в южной равнинной закрытой части Сурханско-Балхской зоны погружения в районе Андхойско-Даулятабадских возвышенностей установлены методами геофизических исследований (Широков, 1962).

Материалы геологических исследований, произведенных нами в районе Андхойско-Даулятабадских возвышенностей, в районе Андхойско-Кугитанско-Сурхантауской зоны поднятий, позволили установить здесь развитие пологой складчатости под углом падения $2-5^{\circ}$ субмеридионального простирания в верхнем структурном этаже. Данные же геофизических исследований показывают, что аномальные зоны здесь имеют субширотное простирание. По всей вероятности, простирание геофизических аномалий сопряжено со структурно-магматическими особенностями палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений.

В южной же Предгиндукушской части, наоборот, преобладают крупные структурные зоны субширотного простирания, опять-таки согласующиеся с простираниями структур первого этажа южного борта впадины. Наряду с крупными структурными зонами субширотного простирания в южной части впадины развиты структуры третьего порядка самых разнообразных простираний, в том числе и субмеридиональных, соответствующих дарвазским.

В общем в современном структурном плане второго этажа Верхне-Аму-Дарьинской впадины нами выделяются три зоны погружения (Кулябско-Рустакская, Кургантюбинско-Ханабадская и Сурханско-Балхская) и четыре зоны поднятия (Привахско-Эшкешская, Кафирниганско-Хайбак-Кундузская, Андхойско-Кугитанская и Кух-и-Эльбурцско-Паропамизская). Перечисленные зоны поднятий и погружений представляют системы складок, характеризующихся своими специфическими чертами, разнообразием типов структур и перекрещивающимся характером простираний.

Границы между зонами поднятий и погружений иногда очень резкие, нередко они обозначены отчетливо выраженными шовными структурами. Как пример можно привести Кух-и-Эльбурцскую и Кух-и-Шадианскую подзоны субширотного простирання.

Несмотря на преобладающее влияние на современный структурный план рассматриваемой подзоны субширотного более древнего простирання глубинных разломов, она в восточной части пересекается структурой субмеридионального дарвазского направления (см. рис. 1, 2). Кроме того, между Мазар-и-Шерифом и г. Ташкурганом на северном склоне хребта Кух-и-Шадиан антиклинального строения внезапно зарождается незначительная антиклинальная складка меридионального простирання в четвертичных отложениях. Выделенные нами зоны погружений в отличие от зон поднятий характеризуются развитием брахискладок, местами соляных куполов и пологих куполовидных поднятий платформенного типа.

Охарактеризованные структурные черты Верхне-Аму-Дарьинской впадины (см. рис. 1, 2, 3 в конверте) позволили отнести ее к категории активизированных платформ и считать ее продолжением Каракумской платформы.

Весьма интересные материалы приводят С. Попол и С. Тромп о сопряженности периодов проявления тектоно-магматических факторов. Они выделяют два периода магматизации — нижнеюрский, или доабский, и олигоценый (предположительно), или сабсакский. Авторы отмечают, что доабский магматизм характеризуется неглубоким залеганием интрузивных тел, а в сабсакский период магматизма имелись и лавовые потоки. Развитие последних отмечается в районе г. Герата (по дороге в г. Кушку) и к югу от пос. Калай-и-Нау. Особенно интенсивное развитие сабсакского магматизма отмечается на западном и юго-западном погружениях хребта Гиндукуш. Здесь зона телеконтактового воздействия достигает нескольких километров ширины и захватывает меловые и более древние отложения.

В результате воздействия метаморфизирующих факторов породы приобретают облик древних толщ. Судя по материалам С. Попола и С. Тромпа, известняки карбона и мелового возраста местами полностью насыщены, а по-нашему мнению, метасоматически замещены магматическим материалом.

Учитывая сказанное выше об омоложении возраста известняков, относимых С. Пополом и С. Тромпом к возрасту от турона до дат-палеоцена, необходимо сделать соответствующую поправку и на возраст вовлекаемых в процессе магматизации известняков. Это же следует иметь в виду, когда авторы говорят об интродуцированных и метаморфизованных известняках в Западном Афганистане. По данным указанных авторов, куполовидные структуры типа антиклиналей Ангот, Етымтаг, Ходжа-Гугердак и других с бронированными сводами, сложенными известняками, своим происхождением обязаны не только тектоническим, но и магматическим факторам. Иначе говоря, они являются криптомагматическими. Этот весьма важный вывод об одновременном участии в формировании структур тектонического и магматического факторов, основанный на полевых наблюдениях над нижнемеловыми песчаниками и третичными песчано-глинистыми образованиями в районе пос. Калай-и-Нау и известняками палеозойского возраста в ряде других районов, полностью подтвердился бурением на площади Ангот, где роторная скважина на глубине 1466 м вскрыла нижнемеловые отложения в огнейсованном состоянии (см. рис. 3) и пришла по ним до глубины 1473 м. Аналогичное же явление наблюдалось и на горе Хаудаг. Здесь на глубине около 1000 м в туронских отложениях скважина 136 достигла базальтовой дайки замещения. Такие же дайки в нижнемеловых от-

ложениях наблюдаются и на своде Бандичарахской антиклинали. На простирании одной из даек в зоне нарушения расположены выходы нефти. Сабсакским магматизмом обусловлены также и дайки замещения базальтов и порфиритов в палеогеновых отложениях района плато Бадхыз и т. д.

В изложенном аспекте рисуются основные черты своеобразного геологического строения Верхне-Аму-Дарьинской впадины. Однако знание специфических особенностей геологического строения области еще недостаточно и поэтому до конца не выяснены ее потенциальные возможности, несмотря на то, что нефтедобывающая промышленность развернулась здесь около трех десятков лет назад.

Весьма поучительна история возникновения нефтяной промышленности в пределах Верхне-Аму-Дарьинской впадины. Как известно, проблемы нефтегазоносности Средней Азии вообще и рассматриваемой территории в частности стали предметом оживленной дискуссии в 30-х годах. В обсуждении этих проблем участвовали две группы геологов — приверженцев противоположных взглядов. Одна группа во главе с К. П. Калицким утверждала, что нефть в третичных отложениях залегает *in situ* и нижним пределом ее распространения является горизонт (I) или известняки с *Ostrea turkestanensis* Rom., по современной стратиграфической терминологии.

Другая группа во главе с В. Б. Порфирьевым стояла на той позиции, что нефть образуется в более глубоких мезозойских горизонтах и в третичных отложениях находится во вторичном залегании. В условиях этой острой борьбы противоположных мнений нами, в процессе полевых исследований, было установлено нефтепроявление и в более древних стратиграфических горизонтах, чем эоцен. Сразу же после установления этого факта, вопреки господствовавшей тогда точке зрения об отсутствии нефти ниже горизонта «I», нами была рекомендована структура Хаудаг для заложения на ней первой скважины.

Первая скважина — открывательница — была заложена на бронированном своде, сложенном горизонтом «I». Пробурив 158 м, с кровли палеоценовых известняков был получен фонтан нефти. Кстати сказать, в 1931 г. в районе Гаурдака Н. П. Калугиным во время гидрогеологических исследований в гаурдакской свите верхнеюрского возраста была открыта легкая, светлая нефть.

На основании имевшихся в нашем распоряжении данных еще на первом этапе обсуждения проблемы сторонниками вторичного залегания нефти (Туаев, 1936, 1937; Порфирьев, 1938) нижний стратиграфический предел нефтегазоносности был опущен с эоцена до основания мезозоя. При этом нами (Туаев, 1937) были выделены конкретные стратиграфические объекты и площади для практического разрешения проблем нефтегазоносности мезозойских отложений. Однако проблема нефтегазоносности мезозойских отложений в советской части Верхне-Аму-Дарьинской впадины до сих пор не разрешена.

Судя по направлению и темпам развития разведочных работ, своего рода нижним «пределом» нефтегазоносности в настоящее время могут быть палеоцен-датские известняки. Наметившийся в 1959 г. новый барьер, или нижний предел, нефтегазоносности уже преодолен на афганской территории. В 1958 г. нами была предложена для разведочного бурения одна из куполовидных криптомагматических структур — Етымтаг. Скважина была также заложена на бронированном своде, но сложенным не горизонтом «I», а палеоцен-датскими известняками. Как и на горе Хаудаг, первая же скважина на Етымтаге дала газо-нефтяной фонтан, но не из палеоцен-датских известняков, а из нижнемеловых отложений. Вслед за Етымтагом нефтяные и газовые месторождения в нижнемеловых и юрских отложениях открыты на Ходжа-Гугердакской и дру-

гих структурах¹. Перечисленные нефтегазонасыщенные площади приурочены к Кух-и-Эльбурц-Кохишаданской подзоне субширотных поднятий, отнесенных нами к категории шовных и криптомагматических структур.

В заключение следует отметить, что практическим разрешением проблемы нефтегазонасыщенности мезозойских отложений не исчерпываются потенциальные возможности расширения стратиграфического диапазона распространения нефти и газа.

Еще в 1942 г. при производстве геологических исследований на нефть в Синьцзяне нами была выдвинута проблема нефтегазонасыщенности палеозойских отложений как для Синьцзяна, так и для сопредельных территорий республик Средней Азии. Эта проблема до последнего времени встречала сопротивление со стороны некоторых геологов. Однако под давлением фактов (получения нефти- и газопроявлений и незначительных притоков газа на Южно-Аламышинской, Шурчинской и Акджарской площадях) часть среднеазиатских геологов-нефтяников оценила по достоинству жизненность проблем нефтегазонасыщенности палеозойских отложений Средней Азии и ныне выступает с конкретной программой работ по ней.

При широком распространении нефте- и газопроявлений в палеозойских отложениях Средней Азии как в естественных обнажениях, так и в скважинах, обогащенности разреза палеозойских отложений исходным для нефти органическим веществом, сопряженности магматических и тектонических факторов рисуются благоприятные условия преобразования органического вещества в нефть и газ, их миграции и формирования залежей и в самих палеозойских отложениях.

Для комплексного разрешения проблем нефтегазонасыщенности палеозойских и нижнемезозойских отложений в пределах Верхне-Аму-Дарьинской впадины могут быть рекомендованы наиболее спокойные структуры, денудированные до юрских и меловых отложений. На данном этапе изученности рассматриваемой территории в качестве структур, благоприятных для бурения на глубокие горизонты, можно выделить Актау и Койкитау на территории СССР и антиклиналь Шамар на афганской территории. Глубина залегания палеозойских отложений на этих структурах будет колебаться от 4000 до 4500 м.

Л и т е р а т у р а

- Б а л а ш е в Л. С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн.— Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1960, 25.
- Б о р и с о в А. А., Р ы м а н о в В. М. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Б у р а ч е к А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— Труды Тадж.-Памир. экспед., 1934, вып. 4.
- В я л о в О. С. О взаимоотношениях Памира и Алая.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Г у б и н И. Е. К стратиграфии и угленосности юрских песчано-сланцевых отложений Байсунского и Сары-Ассийского районов Узбекской ССР.— Труды Тадж.-Памир. экспед. АН СССР, 1937, вып. 66.
- Г у б и н И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.— Л., Госгеолиздат, 1940.
- Д у т к е в и ч Г. А. Пермские отложения Средней Азии.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Е к ш и б а р о в С. В. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазонасыщенности мезозойских отложений юго-западного окончания Гиссарской мегантиклинали. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- З а х а р о в С. А. Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 1.

¹ В последнее время в районе серного месторождения Шардара на Кух-и-Эльбурце бурением установлена конденсатная нефть и газ.

- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1958, 95.
- Левицкий С. И. Геологическое строение района каменноугольных месторождений Южно-Гиссарской группы.— Труды Тадж.-Памир. экспед., 1935, вып. 12.
- Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1946, № 11.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 8, (№ 3).
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская элигеринская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Порфирьев В. Б. Нефть в Таджикистане. (Условия нефтеобразования). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области.— Труды Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, нов. сер., 1952, вып. 2.
- Сюндюков А. В. О природе выходов соленосной юры в Кулябском районе Юго-Западного Таджикистана.— Докл. АН СССР, 1954, 97, № 4.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Под редакцией Н. С. Шатского, 1956. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Туаев Н. П. Хаудаг.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1936, вып. 81.
- Туаев Н. П. Геологическое строение юго-восточных склонов хребтов Байсун-тау и Сурхан-тау.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1937, вып. 94.
- Туаев Н. П. Проблема нефтеносности палеозойских отложений Средней Азии.— Труды Ин-та геол. АН УзССР, 1948, вып. 1.
- Туаев Н. П. Предварительные выводы по результатам изучения палеозойских отложений Средней Азии.— Автореф. научн. трудов Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 19.
- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина, ее границы и основные черты геологического строения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5.
- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы и проблемы ее нефтегазоносности— В кн.: Тезисы докладов Душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.
- Тхостов Б. А. Афганистан.— Геол. нефти, 1957, № 9.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых примыкающих к нему районов.— Бюлл. МОИП, 1932, 10, вып. 3—4.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Чихачев П. К. О природе выходов соленосной юры в Кулябском районе Юго-Западного Таджикистана.— Докл. АН СССР, 1949, 65, № 3.
- Широков В. Я. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии.— Труды МИНХ и ГП, 1962, вып. 36.
- Furon R. Géologie du Plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Beloutschistan). Mém. Museum Nat. hist. natur., nouv. ser., 1947, 7, fasc. 2.
- Furon R. Sur la découverte du Jurassique marin en Afghanistan. C. R. Soc. Géol. de France, 1952, 10, № 13—14.
- Griesbach C. L. Report on the geology of the section between the Bolau Pass in Biluchistan and Girishk in Southern Afghanistan. Mem. Geol. Surv. India, 1886, 19, pt. 1.
- Hayden H. H. Fusulinidae from Afghanistan. Mem. Geol. Surv. India, 1909, 38.
- Krafft A. Geologische Ergebnisse einer Reise durch das Chanat Bokhara. Denkschr. K. K. Akad. Weisensch. Wien, 1900, 70.
- Popol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. Proc. Kön. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. 2-B. 1954, 57, № 3.
- Rossi Ronchetti C., Fantini Sestini N. La fauna Jjurassica di Karkar (Afghanistan). Riv. Ital. paleontol., stratigr. Milano, 1961, 67, № 2.
- Seward A. C. Mesozoic plants from Afghanistan and Afghan-Turkistan. Mem. Geol. Surv. India, 1912, 4, № 4.
- Sitholey R. V. Jurassic plants from Afghanistan-Turkistan. Mem. Geol. Surv. India, 1940, 29, № 1.
- West W. D. Progress report on the work of the Government of Indian coal. Surv. party in Afghanistan during 1940. (Report to the Afghan Government). 1940.

Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью

Геологическое строение Таджикской депрессии описывается в сводках П. К. Чихачева (1959), С. А. Захарова (1958, 1959, 1962), И. Е. Губина (1940, 1961₁, 2), С. Н. Симакова (1952, 1959) и во многих других работах, посвященных тем или иным частным вопросам или отдельным районам депрессии.

В последние два года коллективом геологов Комплексной лаборатории ВНИГРИ геологии нефти и газа Таджикистана проводилось региональное изучение юрских (В. С. Лучников), меловых (В. В. Болтышев) и палеогеновых (В. И. Юшин) отложений Таджикской депрессии. Были также обобщены и проанализированы все имеющиеся данные по геофизическим исследованиям (А. Б. Коган). Л. М. Сафьян собрал фактический материал по морфологии локальных складчатых и разрывных тектонических структур и нанес их на карту. Региональные тектонические исследования и обобщения проводил также Л. Б. Вонгаз.

Изучив все вышеупомянутые работы, можно указать на следующие особенности геологического строения Таджикской депрессии, имеющие, как нам кажется, существенное значение для оценки перспектив ее нефтегазоносности.

В строении Таджикской депрессии различаются четыре структурных этажа: герцинский складчатый фундамент, переходный ярус между структурами фундамента и чехла эпигерцинской платформы, чехол эпигерцинской платформы и неоген-антропогеновый орогенический комплекс, возникший вследствие активизации молодой платформы.

Фундамент депрессии

Герцинский складчатый фундамент Таджикской депрессии неоднороден. Северную его окраину (Гиссарский хребет) образует герцинская структура, замкнувшаяся в конце нижней перми. Она продолжается на юг под мезозойско-кайнозойским чехлом, видимо, до широты р. Аму-Дарья. В Гиссарском хребте и в его юго-западных отрогах выше метаморфических пород докембрийского возраста известны геосинклинальные образования силура, девона, карбона и нижней перми, которые выклиниваются в южном направлении.

На Северном Памире (Дарвазе), ограничивающем депрессию с востока, в состав геосинклинальной серии входят и верхнепермские отложения. Своеобразная герцинская северопамирская структура, погружаясь на запад под мезозойско-кайнозойские отложения, образует фундамент восточной части Таджикской депрессии — Преддарвазской зоны. Западной границей последней является, по-видимому, глубинный

разлом, идущий по западной границе Внешней зоны Памира И. Е. Губина (1960, 2).

Основываясь на последних данных о геологическом строении Северного Афганистана, опубликованных В. Я. Широковым (1962), и на ранее известных материалах (Papol, Tromp, 1954), можно предполагать, что памирские герциниды из области Преддарвазской зоны уходят в Северный Афганистан, занимая здесь пространство между р. Аму-Дарья и глубинным разломом, прослеживающимся южнее параллели г. Мазари-Шериф. Между этим разломом и разломом, идущим вдоль северного подножия хребта Банди-Туркестан (Широков, 1962), находится герцинская структура, испытавшая значительное поднятие в мезозой-кайнозой, которая скорее всего является продолжением Северного Памира. Еще южнее, в области хребтов Банди-Туркестан и Гиндукуш, располагается специфическая киммерийская структура, отвечающая по всем своим признакам Центральному и Южному Памиру. Уже в северных предгорьях хребта Банди-Туркестан, в районе Герата и южнее констатированы границы, прорывающие меловые отложения, поверх которых залегают мощные красноцветно-эффузивные накопления (серия сабсак-олигоцен?). Последние аналогичны бартангскому палеогеновому эффузивному комплексу, выделяемому ныне В. И. Дроновым в Центральном Памире.

Простираение структур фундамента Таджикской депрессии, по данным магнитометрических съемок, в Преддарвазской зоне — субмеридиональное, а на запад от нее — субширотное. На субширотные простираения палеозойских структур фундамента Таджикской депрессии впервые указал С. А. Захаров (1958), а в дальнейшем это было подтверждено геофизическими данными А. А. Борисова и В. М. Рыманова (1960). Сочленение субмеридиональных (памирских) и субширотных (тяньшаньских) структур палеозойского фундамента — торцовое.

Следовательно, образования мезозойско-кайнозойского чехла в различных частях Таджикской депрессии залегают на различно построенном складчатом основании.

Для того чтобы представить себе внутреннее строение герцинского складчатого фундамента Таджикско-Афганской депрессии, рассмотрим карту магнитных аномалий, имея в виду, что последние зависят лишь от структуры фундамента, так как породы мезозойско-кайнозойского чехла практически немагнитны.

На рассматриваемой площади (рис. 1) наблюдаются магнитные аномалии, которые образуют непрерывные зоны различной интенсивности, имеющие субширотное простираение в пределах Таджикской депрессии и Северного Афганистана, и северо-западное — в области сопредельной части Туранской плиты.

Северное обрамление Таджикской депрессии — Гиссарский хребет — характеризуется отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью -100 — -200γ . В зоне, занимающей северную половину Таджикской депрессии, расположенной между южным подножием Гиссара и линией, проходящей севернее поселков Курган-Тюбе и Шурчи, распространены близкие к нулю значения магнитного поля от -25 до $+75\gamma$. Южнее находится зона отрицательных аномалий со значениями до -100γ . В Северном Афганистане, южнее р. Аму-Дарья, располагается область положительных аномалий со значениями до $+350\gamma$. Наконец, южнее параллели г. Мазари-Шериф магнитные аномалии снова имеют отрицательные значения.

Таким образом, в фундаменте депрессии отчетливо выделяется ряд широтно ориентированных зон, которые, очевидно, имеют принципиально различное геологическое строение. Мы предполагаем, что в Таджикско-Афганской депрессии зонам нулевых и отрицательных значений

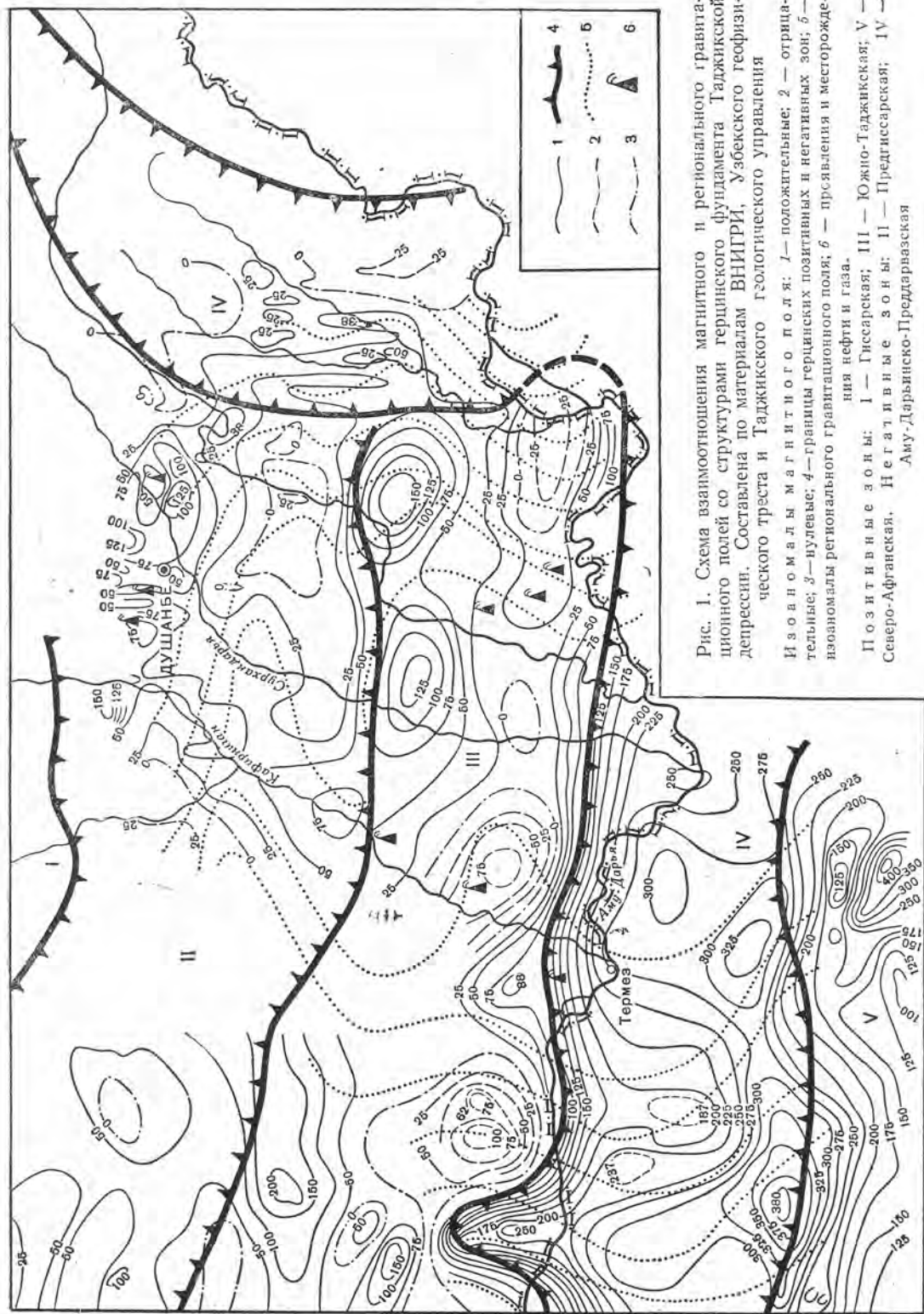


Рис. 1. Схема взаимоотношения магнитного и регионального гравитационного полей со структурами герцинского фундамента Таджикской депрессии. Составлена по материалам ВНИГРИ, Узбекского геофизического треста и Таджикского геологического управления

Изономалы магнитного поля: 1 — положительные; 2 — отрицательные; 3 — нулевые; 4 — границы герцинских позитивных и негативных зон; 5 — изономалы регионального гравитационного поля; 6 — проявления и месторождения нефти и газа.

Позитивные зоны: I — Гиссарская; III — Южно-Таджикская; V — Северо-Афганская. Негативные зоны: II — Предгиссарская; IV — Аму-Дарьинско-Продарьинская

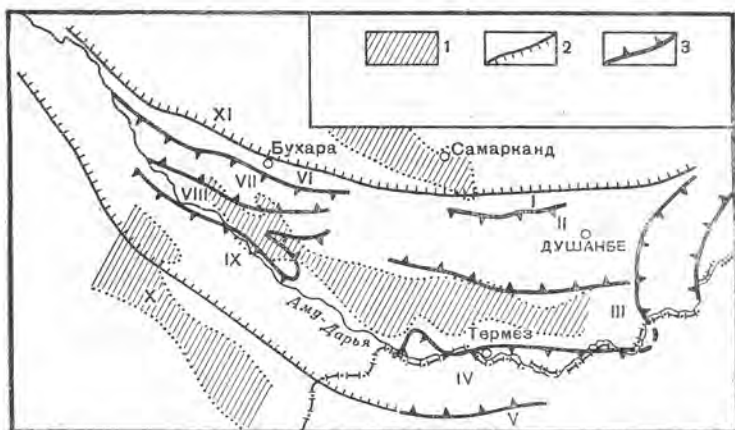


Рис. 2. Схема соотношения герцинских структур фундамента Таджикской депрессии и Бухаро-Хивинской синеклизы

1 — зоны отрицательных значений магнитного поля; 2 — глубинные разломы; 3 — границы герцинских позитивных и негативных зон.
 Позитивные зоны: I — Гиссарская; III — Южно-Таджикская; V — Северо-Афганская; VI — Бухаро-Газлинская; VIII — Дарганатинская; X — Каракумская; XI — Кызылкумская. Негативные зоны: II — Предгиссарская; IV — Аму-Дарьинско-Преддарвазская; VII — Каракульская; IX — Хорезмско-Измайльская

магнитных аномалий соответствуют позитивные, а зонам положительных магнитных аномалий негативные зоны в структуре герцинского фундамента депрессии. В пределах герцинской структурно-фациальной зоны, охватывавшей современные Таджикско-Афганскую впадину и Бухаро-Хивинскую синеклизу, позитивные зоны, видимо, проявлялись как геоантиклинальные поднятия, тогда как разделяющие их негативные зоны были геосинклинальными прогибами. Это предположение отчасти подтверждается закономерным выклиниванием средне- и верхнепалеозойских отложений, которое начинается от области Предгиссарской зоны как в сторону южной окраины Таджикской депрессии (вдоль юго-западных отрогов Гиссара), так и в сторону центральной части Гиссара.

Учитывая, что инверсии рассматриваемых структур в период замыкания герцинской геосинклинали не произошло, так как в мезозой-кайнозой позитивные зоны выступают как валы, а негативные как прогибы (см. ниже), можно думать, что первым зонам отвечают антиклинории, а вторым — синклинории в структуре герцинского фундамента Таджикско-Афганской депрессии. Поэтому на рассматриваемой площади выделяются позитивные зоны — Гиссарская, Южно-Таджикская и Северо-Афганская и негативные — Предгиссарская и Аму-Дарьинско-Преддарвазская (рис. 1).

Имея в виду непрерывное прослеживание всех выделенных зон магнитных аномалий из Таджикско-Афганской депрессии в область Туранской плиты (Лебзин, 1962), можно предполагать, что намеченные выше крупные структуры палеозойского фундамента Таджикско-Афганской депрессии, вероятно, продолжают далеко на северо-запад, в область Бухаро-Хивинской синеклизы и ее обрамления (рис. 2). При этом устанавливается, что позитивные и негативные герцинские зоны Таджикско-Афганской впадины образуют фундамент следующих альпийских структур Бухаро-Хивинской синеклизы: Гиссарская позитивная зона уходит в область Бухаро-Газлинского вала, Предгиссарская негативная зона прослеживается к Каракульскому прогибу, Южно-Таджик-

ская позитивная зона — к Дарганатинскому (Аму-Дарьинскому) валу, Аму-Дарьинско-Преддарвазская негативная зона — к Хорезмско-Измаильскому прогибу и, наконец, Северо-Афганская позитивная зона — к зоне Каракумских поднятий, ограничивающих Бухаро-Хивинскую синеклизу с юга (рис. 2).

Из сказанного можно заключить, что в области Бухаро-Хивинской синеклизы на позитивных зонах фундамента «выросли» альпийские валы, а в пределах негативных зон сформировались альпийские прогибы.

Герцинские структуры Таджикско-Афганской впадины и Бухаро-Хивинской синеклизы, вероятно, развивались по единому плану в пределах одной Аму-Дарьинской герцинской структурно-фациальной зоны, ограниченной с юга и севера глубинными разломами (рис. 2).

Переходный ярус между структурами фундамента и чехла эпигерцинской платформы

Между герцинским фундаментом и мезозойско-кайнозойским чехлом Таджикской депрессии находится переходный ярус, выраженный фацией остаточных красноцветных мульд. Эти образования, представленные терригенными красноцветными и эффузивными накоплениями пространственно, в основном локализованы в Предгиссарской и Преддарвазской зонах, т. е. в области одноименных герцинских негативных зон. Отложения переходного яруса имеют верхнепермский-нижнетриасовый (?) возраст в Предгиссарской зоне и в основном триасовый (от самых верхов верхней перми до верхнего триаса включительно) в Преддарвазской зоне. Таким образом, разное время замыкания герцинской геосинклинали Тянь-Шаня (конец нижней перми) и Северного Памира (конец верхней перми) подчеркивается и разным возрастным объемом переходного яруса.

От структуры фундамента описанные образования отделены угловым несогласием, а от накоплений чехла — только размывом. Интрузиями и метаморфизмом они не затронуты. Мощность накоплений переходного яруса измеряется 1000 м в Предгиссарской и 2000—2200 м — в Преддарвазской зонах. Предполагается, что в последнем случае мощность рассматриваемых отложений значительно возрастает на запад, в направлении центральной части Преддарвазской зоны.

Чехол эпигерцинской платформы

В мезозой-палеогене Таджикская депрессия по-прежнему представляла лишь часть единого крупного прогиба эпигерцинской платформы, охватывающего Таджикскую депрессию, Северный (приамударьинский) Афганистан и Бухаро-Хивинскую область Туранской плиты. Весь этот регион для рассматриваемого времени может именоваться Аму-Дарьинской синеклизой. Северным его ограничением являются мезозойско-кайнозойские поднятия Южного Тянь-Шаня и Кызылкумских возвышенностей, южным — Каракумские поднятия того же возраста и их продолжение в Афганистан, в область Северо-Афганского поднятия разившегося на месте герцинской позитивной зоны того же названия, которая на восток может быть продолжена в область Дарваза. Центральная часть Аму-Дарьинской синеклизы прослеживается вдоль р. Аму-Дарья от Хивы до меридиана Душанбе сначала с юго-восточным, а потом и с широтным направлением. Восточнее меридиана Душанбе центральный прогиб резко заворачивает на северо-восток, глубоко вдаваясь в область Преддарвазской зоны, где он центриклинально замыкается в районе северных склонов хребта Петра Первого.

Северное и южное опрание Аму-Дарьинской синеклизы повсеместно, в том числе и на Северо-Афганском поднятии (Широков, 1962), фиксируется выпадением из разреза юрских и низов нижнемеловых отложений, сокращенными мощностями и погубением состава сохранившейся части мелового разреза. Наоборот, центральная часть Аму-Дарьинской синеклизы также повсеместно отмечена максимальными мощностями мезозой-палеогена (Бабаев, 1959; Бабаев, Лебзин, 1960; Лебзин, 1962; Широков, 1962).

Например, центральный прогиб Аму-Дарьинской синеклизы в пределах Таджикско-Афганской впадины характеризуется большими мощностями мезозойско-палеогеновых отложений — 5000—5500 м. На ограничивающих синеклизу Южно-Тянь-Шаньском и Северо-Афганском поднятиях мощность тех же отложений уменьшается до 1500—2000 м. Северный борт Аму-Дарьинской синеклизы пологий и широкий, южный значительно более крутой и короткий. Ограничивающие Аму-Дарьинскую синеклизу Южно-Тянь-Шаньское — Кызылкумское и Северо-Афганское — Каракумское поднятия в мезозой-палеогене могут быть названы антеклизмами. То, что Бухаро-Хивинская область и Таджикско-Афганская депрессия в мезозой-палеогене составляли единый прогиб (синеклизу) и ограничивались едиными поднятиями (антеклизмами), свидетельствует об общности их развития в это время. Они представляли собой в мезозой-палеогене единый седиментационный бассейн; и стратиграфо-литологические комплексы мезозой-палеогена, распространенные в их пределах, в значительной мере сходны.

В северном борту Аму-Дарьинской синеклизы, в пределах Бухаро-Хивинской области, альпийские валы Бухаро-Газлинский, Дарганатинский и разделяющий их Каракульский прогиб начали развиваться с начала мезозоя, наследуя план одноименных герцинских позитивных и негативных зон. Несмотря на то, что развитие этих валов и прогибов в мезозой-палеогене было выражено слабо, оно все же констатируется (Бабаев, Лебзин, 1960). Во всяком случае здесь нет никаких следов возникновения в мезозой-палеогене структур, поперечных к исходному палеозойскому плану.

Совершенно по-другому происходило развитие структуры в северном борту Аму-Дарьинской синеклизы в пределах Таджикской депрессии. Здесь, наоборот, в мезозой-палеогене развитие широких поднятий и прогибов, наследующих план широтных палеозойских структур, уловить очень трудно. Субширотные направления имеют только стратоструктуры (выражение С. А. Захарова) в триасе и юре. Начиная с мелового времени, прогибы и поднятия приобретают северо-восточное направление, которое становится в палеогене субмеридиональным, т. е. субширотная палеозойская структура перерабатывается поперечной к ней альпийской структурой.

Неоген-антропогеновый орогенический комплекс

Наметившиеся в мезозой-палеогене валы и прогибы, унаследованные от палеозойской структуры, в Бухаро-Хивинской области особенно энергично развились в неоген-антропогене (Лебзин, 1962).

Восточная часть Аму-Дарьинской синеклизы, занятая в настоящее время Таджикской депрессией, наоборот, претерпела дальнейшую существенную перестройку старого палеозойского структурного плана. Резко обособилось и поднялось ее горное обрамление — Гиссар и Дарваз, перед которыми заложилась предгорные прогибы, загрузившиеся мощными молассовыми накоплениями. На всей площади синеклизы породы мезозойско-кайнозойского чехла были смяты в крутые складки субмеридионального простирания, сгруппированные в сравнительно

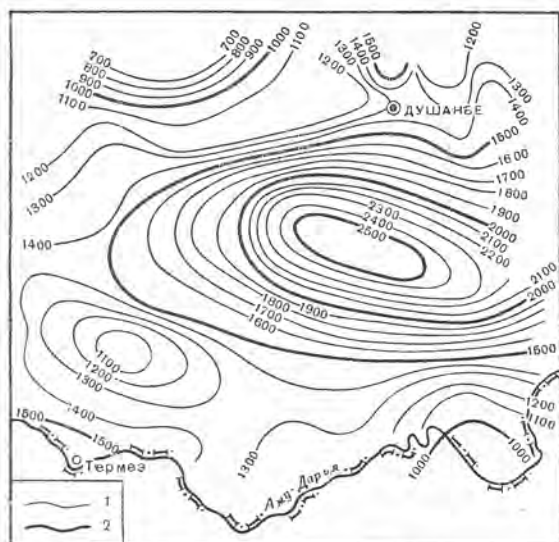


Рис. 3. Схема изопакит неогеновых отложений Западной и Центральной частей Таджикской депрессии (по данным В. Д. Босова):

1 — изопакиты через 100 м; 2 — изопакиты через 500 м

высоко поднятые и относительно опущенные пучки складок, соответственно именуемые альпийскими антиклинальными и синклиналинными зонами. Вместе с тем в неоген-антропогене, одновременно с образованием субмеридиональных альпийских складок, в Таджикской депрессии ясно проявился старый герцинский план. Формирование альпийской субмеридиональной складчатой структуры депрессии шло на фоне роста широких, широтно вытянутых валов и прогибов, на следующих рассмотренные выше герцинские позитивные и негативные зоны.

Существование крупных широтных валов и прогибов неоген-антропогена доказывается следующим:

1. На месте Гиссарской и Дарвазской позитивных зон возникли крупные поднятия, представляющие горное обрамление Таджикской депрессии.

2. На месте герцинской Южно-Таджикской позитивной зоны начал расти альпийский, широтно вытянутый вал, занимающий южную половину Таджикской депрессии. Это обосновывается следующим. Несмотря на общее погружение всех субмеридиональных альпийских (неоген-антропогеновых) структур Таджикской депрессии с севера на юг, в южной ее периферии происходит довольно резкое их воздымание. Это особенно хорошо видно в Сурханской и Вахшской синклиналинных зонах, на юге которых палеогеновые и неогеновые отложения, образующие структуры Кокаиты, Хаудаг, Уч-Кызыл, Джайранхана, Актау, Кызыл-Тумшук, выведены на поверхность, тогда как севернее и южнее они глубоко погружены и перекрыты мощной толщей неогеновых и антропогеновых накоплений.

Значительное поднятие наблюдается в южных районах юго-западных отрогов Гиссара, в области Кугитангокой антиклинали, где на поверхность выведен докембрийский фундамент.

Южно-Таджикский альпийский вал фиксируется и распределением мощностей неогеновых моласс. В Предгиссарском альпийском прогибе, пространственно приуроченном к герцинской негативной зоне того же названия, накопились неогеновые отложения мощностью до 2500 м. В южной половине Таджикской депрессии, в области альпийского Южно-Таджикского вала, наследующего план герцинской Южно-Таджикской позитивной зоны, мощность соответствующих отложений уменьшается до 1100—1500 м (рис. 3).

3. Развитие широких, широтно вытянутых альпийских валов и прогибов, развивающихся по герцинскому плану, доказывается и анализом региональной составляющей гравитационного поля Таджикской депрессии. Как видно из карты этой составляющей (см. рис. 1), на фоне регионального уменьшения силы тяжести по направлению к Памиру, что обусловлено погружением в указанном направлении как слоя Махоро-

вичича, так и поверхности кристаллического фундамента, выделяется как бы «структурный нос». Нетрудно видеть, что положение этой аномальной зоны в плане совпадает с Южно-Таджикской позитивной зоной, а относительно повышенные значения Δg на указанной площади свидетельствуют о приподнятом залегании здесь кристаллического основания депрессии в альпийской структуре, т. е. указывают на существование альпийского Южно-Таджикского вала. Обратная картина наблюдается в Предгиссарской и Аму-Дарьинско-Преддарвазской негативных зонах, сопряженных с указанной выше позитивной зоной.

Об этом же свидетельствует характер геомагнитных аномалий (см. рис. 1). Резкие локальные аномалии наблюдаются в пределах позитивных зон, где фундамент был приподнят в неоген-антропогеновое время и поэтому приближен к поверхности, и широкие расплывчатые аномалии в негативных зонах, где он глубоко погружен. Таким образом, и эти данные указывают на то, что в области герцинских позитивных зон развились альпийские валы, а в пределах негативных — прогибы.

Одновременно с ростом рассмотренных выше альпийских структур первого порядка — широких широтных валов и прогибов, — наследующих герцинский план, перпендикулярно к ним развились более узкие прогибы и поднятия второго порядка субмеридионального простирания, которые конседиментационно росли в течение всего неогена. Контуры субмеридиональных поднятий и прогибов второго порядка, сформировавшихся в Таджикской депрессии в неоген-антропогене, хорошо отражаются на схеме локальных аномалий силы тяжести (рис. 4). В Преддарвазской зоне благодаря детальным работам О. К. Чедия (1962) они четко фиксированы изменением мощностей неогеновых отложений. Эта мощность в субмеридиональных прогибах второго порядка (синклиналях) достигает 5—6 км, а на сопряженных с ними поднятиях уменьшается в два — три раза. Местами на поднятиях неогеновые отложения вообще отсутствуют. Близкая к этой картина наблюдается и в других альпийских синклинальных зонах депрессии.

Из карты (рис. 4) видно, что современные локальные структуры в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, развившиеся в конце неогена и антропогена на субмеридиональных неогеновых поднятиях второго порядка, значительно меньше последних. На одном таком неогеновом поднятии развивается иногда несколько антиклинальных и синклинальных складок. Подчеркнем, что в принципе изменение мощностей неогеновых отложений оконтуривает не локальные структуры, а более широкие неогеновые поднятия второго порядка, которые росли конседиментационно и лишь в конце неогена и антропогена усложнились локальными складками, которые могут быть названы структурами третьего порядка.

Альпийская структура Таджикской депрессии сформирована взаимодействием вертикальных и горизонтальных движений. Последние проявились в виде тангенциального сжатия всей депрессии, которое повсеместно нарастало с юга на север, но особенно резко проявилось в альпийских антиклинальных и значительно слабее в синклинальных зонах депрессии. Указанные выше особенности неоген-антропогенового развития современных антиклинальных и синклинальных зон депрессии определили разный генезис, характер и типы приуроченных к ним локальных структур.

В антиклинальных зонах сформировались преимущественно многочисленные разновидности глыбовых структур, усложненных складками смятия. Сложность последних закономерно нарастает с юга на север, что обусловлено увеличением степени тангенциального сжатия в указанном направлении. На фоне сжатия происходило дифференциро-

важное перемещение блоков фундамента, находящихся в основании альпийских структур второго порядка. Это вызвало значительное сближение блоков по разделяющим их надвигам, что в свою очередь привело к разрыву, смятию, усложнению и частичному перекрыванию исходных структур второго порядка, т. е. образованию в их пределах локальных складок смятия третьего порядка, свойственных центральным и южным частям антиклинальных зон.

В синклиналильных зонах и южных окраинах антиклинальных зон структура формировалась существенно по-иному; здесь усложнение складчатой структуры при сжатии и сближении блоков фундамента проявилось значительно слабее. В синклиналильных зонах, на базе глыбовой складчатости, развились складки нагнетания. Последние возникли в результате дифференциации синклиналильных зон на неогеновые поднятия и прогибы второго порядка. Это обусловило накопление значительно более мощной толщи неоген-антропогеновых отложений в указанных прогибах по сравнению с сопряженными с ними поднятиями. А это в свою очередь в совокупности с горизонтальным сжатием всей депрессии в широтном направлении вызвало выдавливание пластических толщ из прогибов в поднятия второго порядка и образование локальных структур (складок нагнетания) в области последних.

В Таджикской депрессии складки глыбового происхождения, усложненные процессами смятия, развиты в основном в антиклинальных зонах. Складки нагнетания, преимущественно приуроченные к синклиналильным зонам, являются многообразными вследствие закономерного усложнения, возникшего в результате нарастания степени сжатия в направлении с юга на север и проявления диапировой и гравитационной тектоники. Это позволяет выделить в пределах Таджикской депрессии 22 морфологические разновидности складчатых структур.

Рассмотрим несколько более подробно структурную дисгармонию, вызываемую процессами нагнетания. Она подтверждается сейсмическим профилированием, проведенным на адырах Вахшской синклиналильной зоны.

На рис. 5 изображен предполагаемый сейсмологический разрез структуры Кызыл-Тумшук. Хотя имеющиеся пока материалы не позволяют составить окончательное суждение о глубинном геологическом строении этой складки, однако несомненной является дисгармония в складчатости неоген-верхнемеловых пород и нижележащих отложений.

Из приведенного разреза видно, что разбуриваемая в настоящее время складка Кызыл-Тумшук представляет осложнение западного крыла крупного поднятия второго порядка в нижнемеловых и юрских отложениях. Складка возникла, по-видимому, при нагнетании пластических толщ из синклиналей в сводовую часть указанного поднятия. Предполагается также значительное уменьшение мощности неогеновых отложений в своде основной структуры, что обусловлено конседиментационным ростом последней в неогеновое время.

Явление дисгармоничной складчатости, возникшей вследствие нагнетания пластических толщ, хорошо изучено во многих нефтеносных районах и широко описано в геологической литературе. Приведем несколько примеров.

В пределах восточного борта Месопотамского прогиба, в центральной части гор Загрос (Западный Иран), разрез мезозойско-палеогеновых отложений может быть подразделен на три части: 1) отложения юры-палеогена представлены различными известняками (мощностью 1200 м); верхнюю часть этого комплекса слагают нефтеносные известняки асмаи (олигоцен); 2) нижний миоцен (нижний фарс) слагается солями, ангидритами и гипсами с редкими прослоями мергелей и известняков; общая мощность более 1000 м; 3) средний миоцен-плиоцен

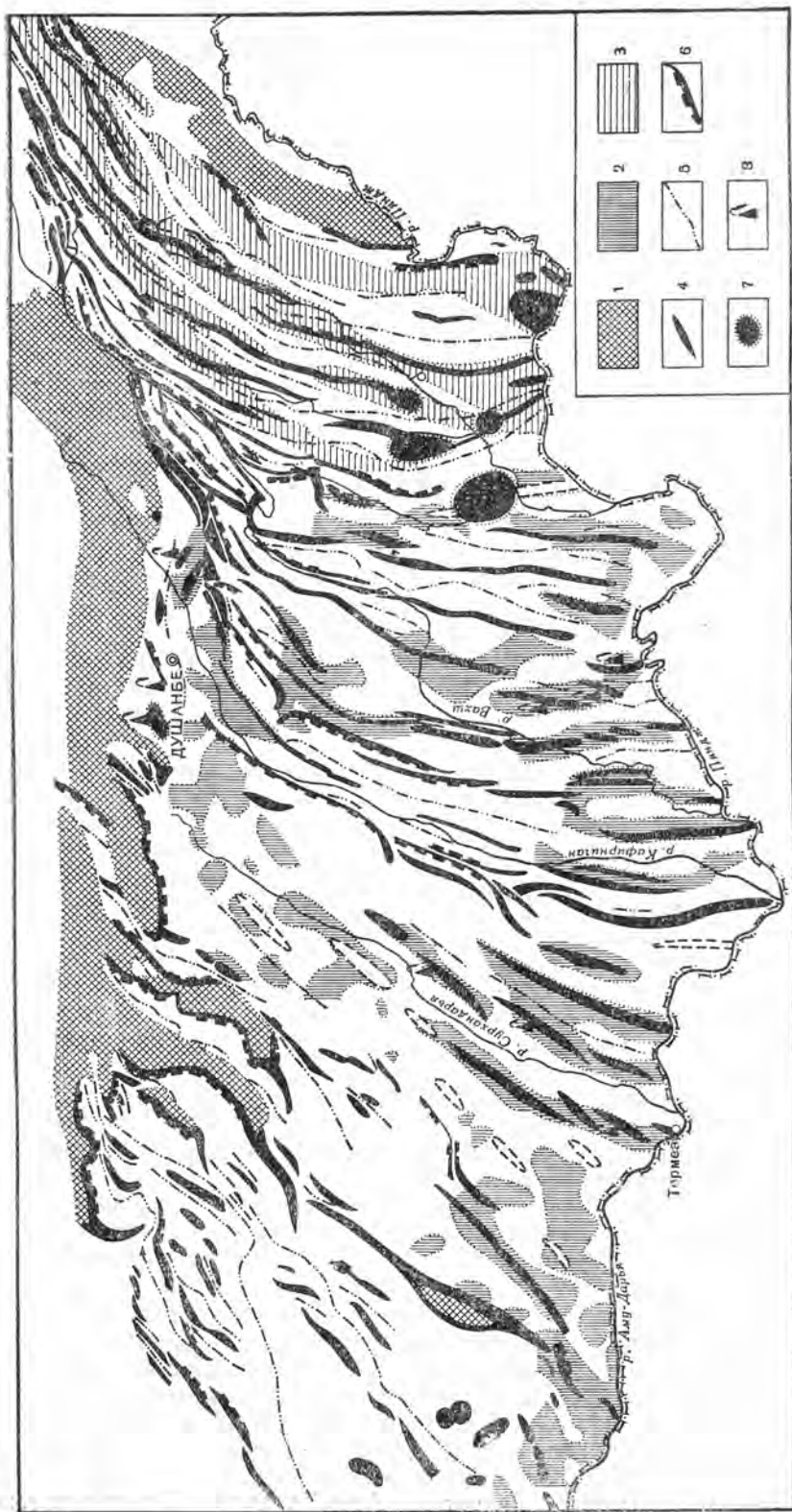


Рис. 4. Схема взаимоотношения локальных депрессий с локальными аномалиями гравитационного поля и с консолидационно растущими неоген-антропогенными поднятиями

1 — выходы на поверхность палеозойского фундамента; 2 — локальные неоген-антропогенные поднятия; 3 — консолидационные поднятия, оконтуренные по изменениям мощностей неогеновых отложений; 4 — разрывы в мезозойско-кайнозойском чехле; 5 — синклинали; 6 — соляные купола и брахантиклинали; 7 — проявления нефти и газа; 8 — антиклинали.

выражен внизу преимущественно мергелями, переходящими вверх в терригенные прибрежно-континентальные накопления, среди которых преобладают алевролиты, известняки, мергели и конгломераты.

Три охарактеризованных выше стратиграфических комплекса совершенно по-разному ведут себя в складчатой структуре и поэтому являются различными структурными ярусами. Нижний комплекс (карбонатный) образует широкие и пологие складки, средний (соленосно-гипсовый) обнаруживает большие раздувы и сужения в результате нагнетания пород этого комплекса в своды крупных антиклиналей, образуемых отложениями нижнего структурного яруса, и, наконец, верхний комплекс (существенно терригенный) интенсивно дислоцирован в гораздо более мелкие и сложные складки, чем структура нижнего структурного яруса. Сказанное иллюстрирует профиль через месторождение Гачсаран (рис. 6), которое дает до 82 000 т нефти в сутки (Селинджер, Кригтон, 1961). Из профиля видно, что мелкие и сложные антиклинальные складки верхнего структурного яруса приурочены либо к краевым частям широких поднятий, либо к синклинальным прогибам нижнего структурного яруса.

В северной части гор Загрос (Северный Ирак) общее строение мезозойско-кайнозойского разреза такое же, как и в Юго-Западном Иране. А. А. Бакиров (1957) приводит профиль нефтяного месторождения Киркук (рис. 7), из которого видно, что так же, как и в уже рассмотренном месторождении Гачсаран, нефтеносные известняки асмари (заканчивающие разрез нижнего карбонатного комплекса) образуют широкую пологую антиклиналь. Выше лежащие пластичные соленосно-гипсоносные отложения нижнего фарса подвержены энергичным процессам нагнетания. Поэтому породы, шокрывающие соленосные накопления, значительно более сложно пликвативно и дизъюнктивно дислоцированы. Вновь следует отметить, что небольшая антиклиналь в породах верхнего структурного яруса не совпадает со сводом более крупной структуры в подсолевых отложениях.

Аналогичные вышеописанным примеры могут быть приведены и для советской территории. Например, А. Н. Цатуров и Н. К. Стадникова (1960) указывают, что для Сунженского хребта (Северный Кавказ) доказано образование в верхнемеловых нефтеносных известняках широких и пологих складок, тогда как выше лежащие палеоген-неогеновые породы претерпели значительно более сложную дислоцированность с образованием мелких, но сложных складчатых и разрывных структур (рис. 8). Авторы отмечают, что указанная дисгармония вызвана пластическим течением майкопских (олигоцен-средний миоцен) глинистых толщ.

Таким образом, подтверждается, что разноярусность тектонической структуры в областях альпийской складчатости, вызванная процессами нагнетания пластических толщ в антиклинальные поднятия, представляет широко распространенное явление.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующее заключение о перспективах нефтегазоносности Таджикской депрессии. Эти выводы делаются в основном с тектонических позиций, так как данных для всесторонней оценки этого вопроса еще недостаточно.

1. Таджикская депрессия представляет область высоко перспективной нефтегазоносности, так как она в течение мезозоя и палеогена составляла единый седиментационный бассейн с Бухаро-Хивинской синеклизой, где открыты крупнейшие месторождения нефти и газа. И та и другая области имеют общий план палеозойского развития и общие литолого-фациальные особенности мезозойско-палеогеновых пород. В пределах Таджикской депрессии участком, наиболее благоприятным для нефтегазонакопления, является Аму-Дарьинско-Преддарвазский

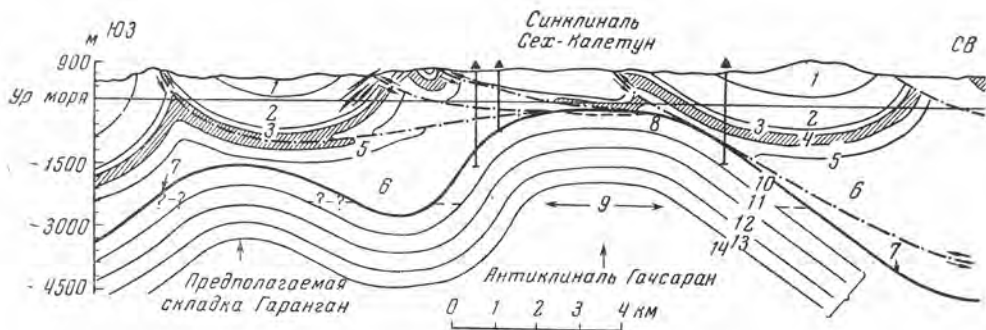


Рис. 6. Профильный разрез через месторождение Гачсаран

1 — верхний фарс; 2 — средний фарс; 3 — нижний фарс, горизонт 7; 4 — нижний фарс, горизонт 6; 5 — нижний фарс, горизонт 5; 6 — нижний фарс, горизонты 2—4; 7 — породы, образующие покрывку; 8 — газо-нефтяной контакт (ГНК); 9 — водо-нефтяной контакт (ВНК); 10 — известняки асмари; 11 — глобигериновые мергели; 12 — известняки среднего мела; 13 — аммонитовые сланцы; 14 — известняки хахи (юра—нижний мел). Мощности отдельных горизонтов приведена приблизительно

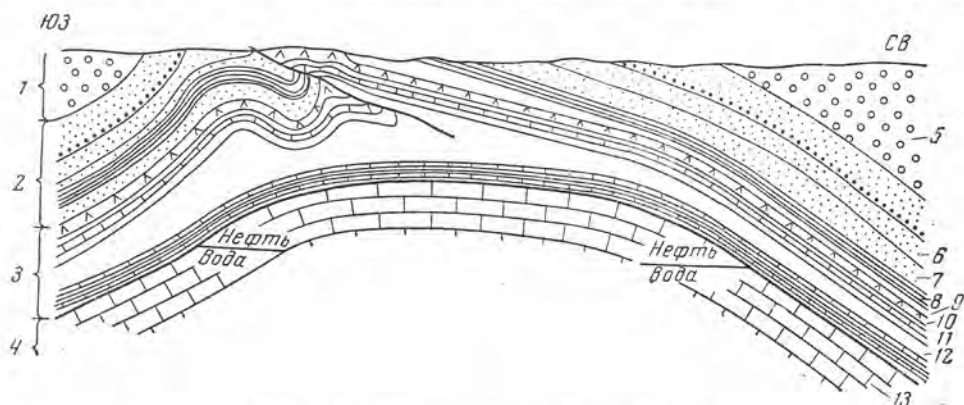


Рис. 7. Разрез месторождения Киркук (Ирак)

1 — Бахтиари; 2 — верхний фарс; 3 — нижний фарс; 4 — асмари; 5 — пески, гравий и конгломерат; 6 — красный песчаник; 7 — песчаник и пелиты; 8 — глины; 9 — песчаник и пелиты; 10 — ангидрит; 11 — известняки и пелиты; 12 — соленосная зона; 13 — главный известняк

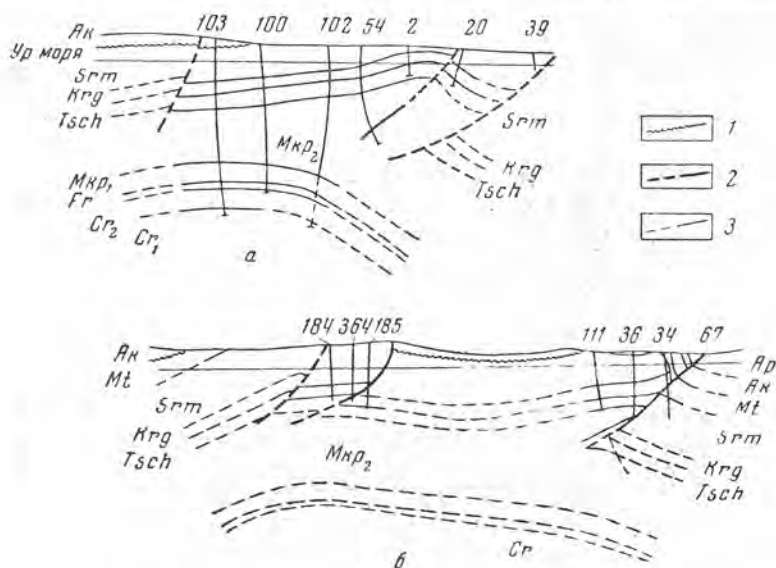


Рис. 8. Геологические разрезы через глубокие скважины

а — через скв. 103—54; б — через скв. 184—34; 1 — несогласная граница между стратиграфическими подразделениями; 2 — разломы; 3 — граница между стратиграфическими подразделениями

прогиб — Центральный прогиб Аму-Дарьинской мезозойско-палеогеновой синеклизы. Он характеризуется максимальными мощностями морских мезозойско-палеогеновых отложений, большой скоростью осадконакопления и, следовательно, условиями быстрого захоронения органического вещества, особенно на сопряженных с ним склонах Южно-Таджикского и Северо-Афганского валов. Кроме того, очень важно, что Аму-Дарьинско-Преддарвазский прогиб отделен с юга и, возможно, с севера от упомянутых выше валов глубинными разломами. Весь этот комплекс признаков делает рассматриваемый прогиб благоприятным для нефтегазонакопления с любой точки зрения.

2. В настоящее время газонефтеносные залежи приурочены как к Бухаро-Хивинской синеклизе, так и к Таджикской депрессии (к альпийским структурам первого порядка) — широтно вытянутым валам, унаследованно развивавшимся на герцинских позитивных зонах. С этой точки зрения наиболее перспективны южная половина Таджикской депрессии, занятая Южно-Таджикским валом, который вытянут вдоль р. Аму-Дарья по правому ее берегу, и северный борт Предгиссарского прогиба, сопрягающийся с Гиссарским поднятием. К этим областям приурочены и все открытые ныне месторождения Таджикской депрессии.

3. Область северо-восточного воздымания Аму-Дарьинско-Преддарвазского прогиба, в пределах которой сформировался альпийский Преддарвазский (Кулябский) синклинорий, также, по общим соображениям, должна иметь высокие перспективы нефтегазонаосности. Поэтому здесь должны привлечь пристальное внимание такие структуры, расположенные на севере Кулябского синклинория, как Яфучская (Сангисавзтау), Чильдаринская и Даштихасанская, которые благоприятны по своим структурным признакам, степени раскрытости (в ядрах выходят отложения мела или палеогена) и по доступности (шоссейная дорога Душанбе — Хорог).

4. Наиболее перспективными на нефть и газ являются отложения средней и верхней (карбонатной) юры и породы нижнего мела. Это положение обосновывается следующим:

а) все крупные месторождения нефти и газа Бухаро-Хивинской синеклизы открыты в отложениях юры и нижнего мела. По условиям своего образования и строению эти отложения наиболее благоприятны для концентрации нефти и газа;

б) крупные тектонические структуры второго порядка находятся именно в юре и в нижнем меле. Вышележащие горизонты значительно усложнены образованием мелких локальных структур третьего порядка, созданных процессами нагнетания пластических пород, а местами и срывом вышележащих толщ по подстилающим пластическим горизонтам.

5. Южные окраины альпийских антиклинальных зон — Кафирниганской и Обигармской — являются первоочередным объектом поисково-разведочных работ, потому что здесь в пределах локальных антиклинальных структур третьего порядка кровля верхнеюрской карбонатной толщи находится на глубине 2—2,5 км от поверхности, тогда как в соответствующих антиклинальных складках, расположенных в соседних синклинальных зонах, она залегает на глубине 3—4 км.

6. Основными объектами для бурения должны быть широкие субмеридиональные поднятия (структуры второго порядка), а не осложняющие их локальные, проявленные на поверхности складки (структуры третьего порядка).

Литература

- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. Геологическое районирование мезозойских нефтегазоносных отложений Западного Узбекистана.— Сов. геол., 1960, № 12.
- Бакиров А. А. Геология нефтегазоносных областей и нефтяных месторождений Среднего и Ближнего Востока. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Борисов А. А., Рыманов В. И. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.—Л., Гос. изд-во геол. лит-ры, 1940.
- Губин И. Е. 1. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Губин И. Е. 2. Развитие геологических структур и закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана.— Автореф. докт. дисс. М., 1960.
- Захаров С. А. Структуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН ТаджССР, 1958, 95.
- Захаров С. А. Тектоническое развитие Таджикской депрессии в мезозое и палеогене.— Автореф. докт. дисс. Изд-во АН ТаджССР, 1959.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962, 5.
- Лебзин Е. В. О времени формирования газовых и нефтяных залежей Газлинского нефтегазоносного района.— Докл. АН УзССР, 1962, № 3.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области.— Труды Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, 1952, вып. 2.
- Симаков С. Н. Перспективы поисков нефти и газа в Таджикской депрессии.— Сов. геол., 1959, № 1.
- Селинджер Ф. К., Кригтон Д. Г. Геологическое строение, история разведки и разработка месторождения Гачсаран в Юго-Западном Иране.— В кн.: V Международный нефтяной конгресс, т. 1. Геология и геофизика. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Цатуров А. И., Стадникова П. К. Перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений центральной части Терского хребта.— Геология нефти и газа, 1960, № 12.
- Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана.— В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Широков В. Я. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии.— Труды Ин-та нефтехим. и газ. пром., 1962, вып. 36.
- Ropol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. Proc. Kön. Nederl. Akad. Watensch. Ser. 2-B. 1954, 57, № 3.

Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным

Введение

Под Таджикской депрессией большинство исследователей в настоящее время понимают область, ограниченную с севера южным бортом Гиссарского и Каратегинского хребтов, с юга — северными предгорьями хребта Гиндукуш, с востока — Дарвазским хребтом и с северо-запада — юго-западными отрогами Гиссарского хребта (Байсунской мегантиклиналью). Советская часть депрессии представляет в основном горную страну с линейно вытянутыми хребтами высотой до 2500—3000 м, разделенными речными долинами. На юге и юго-западе депрессии, в пределах Северного Афганистана, рельеф становится равнинным.

Описываемый регион сложен мощной (до 10 км) толщей сильно дислоцированных мезозойско-кайнозойских осадочных отложений. Основные черты его геологического строения преимущественно по результатам геологических съемок изложены в сводных работах К. В. Бабкова (1962), И. Е. Губина (1960), С. А. Захарова (1958, 1962).

Реальные предпосылки выявления новых нефтяных и газовых месторождений описываемой территории стимулируют повышенный интерес к изучению ее глубинной тектоники. Этот вопрос тем актуальнее, что исследуемый район по структуре не может быть пока уверенно отнесен ни к одному из существующих геотектонических типов. Поскольку же с поверхности он закрыт мощной толщей сравнительно молодых отложений, ведущее место при изучении его глубинной тектоники принадлежит геофизическим методам.

К настоящему времени на подавляющей части Таджикской депрессии проведены аэромагнитные и гравиметрические исследования. На части площади, преимущественно в Сурхандарьинской и Вахшской долинах, проводилась сейсморазведка МОВ (отчасти КМПВ) и электроразведка методом ВЭЗ. Из перечисленных работ, результаты которых использованы для освещения глубинного геологического строения региона, полностью обработаны исходные материалы гравиметрии по всей территории и материалы ВЭЗ по Сурхандарьинской долине¹.

Физические параметры горных пород

Представление о физических свойствах пород докембрия, обнажающихся в горных обрамлениях депрессии, было получено на основании их определений, выполненных в сопредельных районах Южного Тянь-Шаня

¹ Работа выполнялась при участии геофизиков М. Б. Зильберштейна и Д. А. Шапошниковой, картографа З. П. Ивановской, техников Е. Я. Туллера и Л. Н. Арзумановой.

под руководством Т. Д. Филина в 1951—1952 гг. и П. Г. Ахматова в 1958—1961 гг. и обобщенных П. Г. Ахматовым и другими в 1962 г.

Средняя объемная плотность докембрийских осадочных и метаморфических пород Южного Тянь-Шаня приведена в таблице. Из ее данных следует, что средняя плотность осадочных и метаморфических пород докембрия почти не зависит от их состава, а увеличивается с возрастом на величину порядка 0,05—0,07 г/см³. Средняя плотность¹ магматических

Геологический возраст	Породы			
	сланцы	песчаники, кварциты	конгломераты	известняки, мраморы, доломиты
Верхний палеозой	—	2,63	—	—
Средний »	—	2,66	2,66	2,68
Нижний	2,69	2,67	2,67	2,68
Докембрий	2,70	2,70	—	2,73

пород может быть охарактеризована следующим образом: пироксениты — 3,1; амфиболиты — 3,0; габбро — 2,8—2,9; диориты и средние и основные эффузивы — 2,75; гранодиориты — 2,68; сиениты — 2,65; граниты — 2,62; кислые эффузивы — 2,61. Следовательно, средняя плотность магматических пород существенно нарастает с увеличением их основности.

Таким образом, дифференциация плотности пород докембрия, которые характеризуются к тому же значительной мощностью, достаточна, чтобы создать заметный гравитационный эффект. Однако, учитывая большую глубину погружения этих пород в пределах депрессии, следует ожидать плавных аномалий силы тяжести, обусловленных указанной неоднородностью плотностей.

Имеющиеся сведения о магнитных свойствах докембрийских пород Южного Тянь-Шаня свидетельствуют о том, что осадочно-метаморфические и магматические породы кислого состава обычно практически немагнитны (магнитная восприимчивость² χ менее $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM); магматические породы среднего состава и гранодиориты в большинстве своем отличаются слабой магнитностью ($\chi = 100 \div 1000$), основные — магнитны ($\chi > 1000$). Эффузивы отличаются резкой изменчивостью магнитных свойств от пункта к пункту. Среди метаморфических пород встречаются сланцы с признаками магнетитовой минерализации, которые являются магнитными. Четкой связи между магнитной восприимчивостью и возрастом пород не установлено. Об остальных физических свойствах пород докембрия сведений крайне недостаточно.

Мезозойско-кайнозойские отложения депрессии являются практически немагнитными. В разрезе этих отложений отсутствуют четкие плотностные границы³, средняя плотность пород испытывает увеличение с возрастом примерно от 2,2 для неогеновых пород до 2,65 для юрских (Белеловский, 1962). Несомненным фактом является увеличение плотности песчано-глинистых осадков с глубиной. Этот вывод принимается на основании сравнения со смежными геологически сходными регионами, так как в Таджикской депрессии глубоких скважин пока еще нет. Об этом же свидетельствует нарастание средней скорости распространения упругих волн с глубиной, а скорость, как известно, связана корреляцион-

¹ В дальнейшем размерность плотности опускаем.

² В дальнейшем размерность магнитной восприимчивости опускаем.

³ Имеется несколько поверхностей с перепадом плотностей порядка 0,1 (Белеловский, 1962).

ной зависимостью с плотностью. Среднюю плотность нормального разреза мезозой-кайнозоя можно ориентировочно принять равной 2,45.

Физической предпосылкой применения электроразведки является присутствие в низкоомном (как правило, 1—10 *ом·м*) разрезе терригенных отложений выдержанных прослоев высокоомных гипсово-карбонатных пород с практически бесконечным сопротивлением (сотни и тысячи *ом·м*). Верхний из наиболее выдержанных по площади и достаточно мощных высокоомных горизонтов приурочен к бухарским слоям, которые, как установлено работами в Сурхандарьинской и Вахшской долинах, являются надежным электрическим репером. Вместе с тем бухарские слои служат экраном для прохождения электрического тока на глубину и не позволяют исследовать методом ВЭЗ более глубокие горизонты осадочной толщи.

Сейсмогеологический разрез осадочных отложений региона характеризуется рядом отражающих и преломляющих горизонтов. Маркирующий горизонт в Сурхандарьинской долине приурочен к кровле бухарских слоев, в Вахшской долине нет еще уверенной стратиграфической привязки маркирующего горизонта; вероятно, он также приурочен к бухарским слоям.

В процессе ознакомления с первичными материалами МОВ по Сурхандарьинской долине автор в первой половине 1961 г. на небольшом числе сейсмограмм с продленной записью обнаружил отражения на временах 3,2—3,5 и 4,1—4,3 *сек*. Эти отражения, как показал анализ, вероятнее всего могут быть приурочены соответственно к кровле верхнеюрской карбонатной толщи и домезозойскому складчатому основанию. Глубина залегания первого горизонта в Ширабадской долине определена в 5,5—6 *км*, второго — в 7,5—8 *км*.

Впоследствии оси синфазности на больших временах были обнаружены нами также на участке Кургантюбе в Вахшской долине, однако стратиграфическая приуроченность отражающих горизонтов пока не ясна. Учитывая сходство геологического строения Сурхандарьинской и Вахшской долин, можно предположить и сходство их сейсмологических разрезов. Отмеченные факты свидетельствуют о существовании в осадочной толще опорных сейсмических горизонтов глубже бухарских слоев и о возможности исследования этих горизонтов в некоторых случаях методом отраженных волн без особых дополнительных затрат, что имеет большое значение для изучения глубинной тектоники района.

Учитывая физико-геологические предпосылки, можно составить схематическое представление о геологической природе геофизических полей. Гравитационное поле отражает влияние глубинных границ раздела земной коры, плотностных неоднородностей складчатого основания и дислокаций мезозой-кайнозоя. Многолетними исследованиями в Таджикской депрессии доказана эффективность гравиразведки при поисках кайнозойских структур, которые оказывают, как правило, доминирующее влияние на характер гравитационных аномалий. Локальные аномалии магнитного поля обусловлены в основном петрографическим составом и структурой верхней части складчатого основания. Данные электроразведки и сейморазведки в условиях нормального геологического разреза характеризуют гипсометрию бухарских слоев, т. е. позволяют изучать неоальпийскую тектонику региона и выявлять погребенные структуры, перспективные на нефть и газ. Наряду с этим с помощью сейморазведки, как указывалось выше, можно исследовать гипсометрию некоторых других горизонтов осадочной толщи, в частности верхней юры и поверхности складчатого основания. В случае значительного сокращения мощностей бухарских слоев и обогащения их песчано-глинистым материалом опорный электрический горизонт может быть приурочен к более

глубоким поверхностям осадочных отложений, скорее всего к верхней юре.

Комплексное рассмотрение материалов геофизических исследований с учетом физико-геологических факторов позволило уточнить прежние представления о геологическом строении района и выявить некоторые новые черты его глубинной тектоники. Ниже излагаются основные геологические результаты нашей интерпретации. Вопросы методики интерпретации частично изложены в статьях М. Л. Белеловского (1962), М. Л. Белеловского и М. Б. Зильберштейна (1962_{1,2}).

Структурный план депрессии в кайнозое

Приуроченность к одному и тому же стратиграфическому горизонту — бухарским слоям — сейсмического и электрического реперов обеспечила возможность построения сводной структурной карты по результатам этих методов и бурения (рис. 1 в конверте). Используемые материалы ВЭЗ по Сурхандарьинской долине были переинтерпретированы М. Б. Зильберштейном совместно с автором на основе выявленных корреляционных зависимостей (Белеловский и Зильберштейн, 1962_{1,2}), что позволило не только ускорить, но и существенно уточнить прежние структурные построения. Так, в северо-восточной части долины мощность надбухарской толщи достигает, по нашей интерпретации, 3,5 км вместо 5 км по прежней интерпретации с постоянными параметрами (А. М. Каспарьян). Новый вариант также лучше увязывается с данными гравиметрии и геологическими представлениями.

Структурная карта в целом, хотя и составлена из неодинаковых по достоверности фрагментов и не охватывает всей территории, все же позволяет наметить общие закономерности в гипсометрии бухарских слоев. Некоторые из этих закономерностей, в частности приуроченность антиклинальных структур к тектоническим линиям, кулисообразное расположение и характер их строения, бо́льшая мощность надбухарской толщи в Сурхандарьинской долине по сравнению с Вахшской, были уже описаны (Бабков, 1962; Захаров, 1958, 1962). Результаты нашей интерпретации геофизических данных внесли ряд коррективов в прежние представления. В частности, антиклиналь Ляльмикар расположена не на одной тектонической линии с структурами Джайранхана и Кокайты, как считалось прежде, а на самостоятельной линии, что подтверждает наши выводы по данным гравиметрии (Белеловский, 1962). Следовательно, можно сделать предположение о существовании погребенных антиклинальных складок на этой линии к югу и северу от Ляльмикара. В случае выявления таких складок они могут оказаться весьма перспективными на нефть, так как приурочены к зоне регионального изменения мощностей (см. ниже). Необходимо также обратить внимание на пологое воздымание бухарских слоев в Сурхандарьинской долине на северо-восток, где, по всей вероятности, происходит плавный переход в Гиссарскую долину (Белеловский, 1962). По нашему мнению, нет оснований выделять Гиссарскую долину в самостоятельную тектоническую единицу, как это делается на многих тектонических схемах. Ее нефтегазоносность, по крайней мере для западной части, следует рассматривать в связи с нефтегазоносностью Сурханского прогиба.

Как известно из геологических работ и отчетливо выявляется по результатам гравиметрических исследований (рис. 2 в конверте), кайнозойская структура Таджикской депрессии характеризуется чередованием мегасинклиналей и мегантиклиналей северо-восточного и субмеридионального простирания. Мегасинклинали занимают значительно бо́льшую площадь. В пределах последних отмечаются линейно вытянутые зоны антиклинальных гряд аналогичного простирания, разделенные более ши-

роками с поверхности синклиналиными прогибами, внутри которых в свою очередь фиксируются цепочки погребенных антиклиналей. Указанные зоны сближаются на севере и расходятся на юге депрессии, образуя виргацию плавных дуг, обращенных выпуклостью к северо-западу. Кайнозойские дислокации на юге и юго-западе депрессии постепенно ослабевают, и простираение структур переходит в субширотное.

Оси указанных гряд, ундулируя, образуют антиклинальные складки высшего порядка, осложняющие эти гряды. Интересно отметить, что известные месторождения палеогеновой нефти и газа в Таджикской депрессии приурочены к подобным складкам, поэтому антиклинальные гряды, образующие основание этих складок, можно рассматривать как области особенно перспективные на нефть и газ.

Характеристика домезозойской структуры

Домезозойская структура депрессии находит свое отражение в характере магнитных аномалий (см. фиг. 2, 3). На это обстоятельство уже указывали некоторые исследователи (Борисов, Рыманов, 1960). Доминирующее простираение магнитных аномалий — субширотное, что свидетельствует о подобном же простираении домезозойских структур. Вместе с тем в южной части Байсунской мегантиклинали и далее к югу фиксируются локальные магнитные аномалии субмеридионального простираения (см. фиг. 2), отвечающие, по-видимому, характерному для этой области иному простираению домезозойских структур. Это в известной мере соответствует некоторым геологическим представлениям О. К. Овчинникова (1956 г.) и И. А. Кензина (по устному сообщению), признающими северо-восточное простираение герцинид в пределах Байсунской мегантиклинали. Весьма характерна одна особенность тектоники Тянь-Шаня. На фоне преимущественно субширотного простираения структур в виде исключения наблюдаются также поперечные (в основном северо-восточные и северо-западные) простираения. Интересно решить вопрос, носит ли отмеченное для Байсунской мегантиклинали явление локальный характер или же это — результат существования региональной поперечной тектонической зоны.

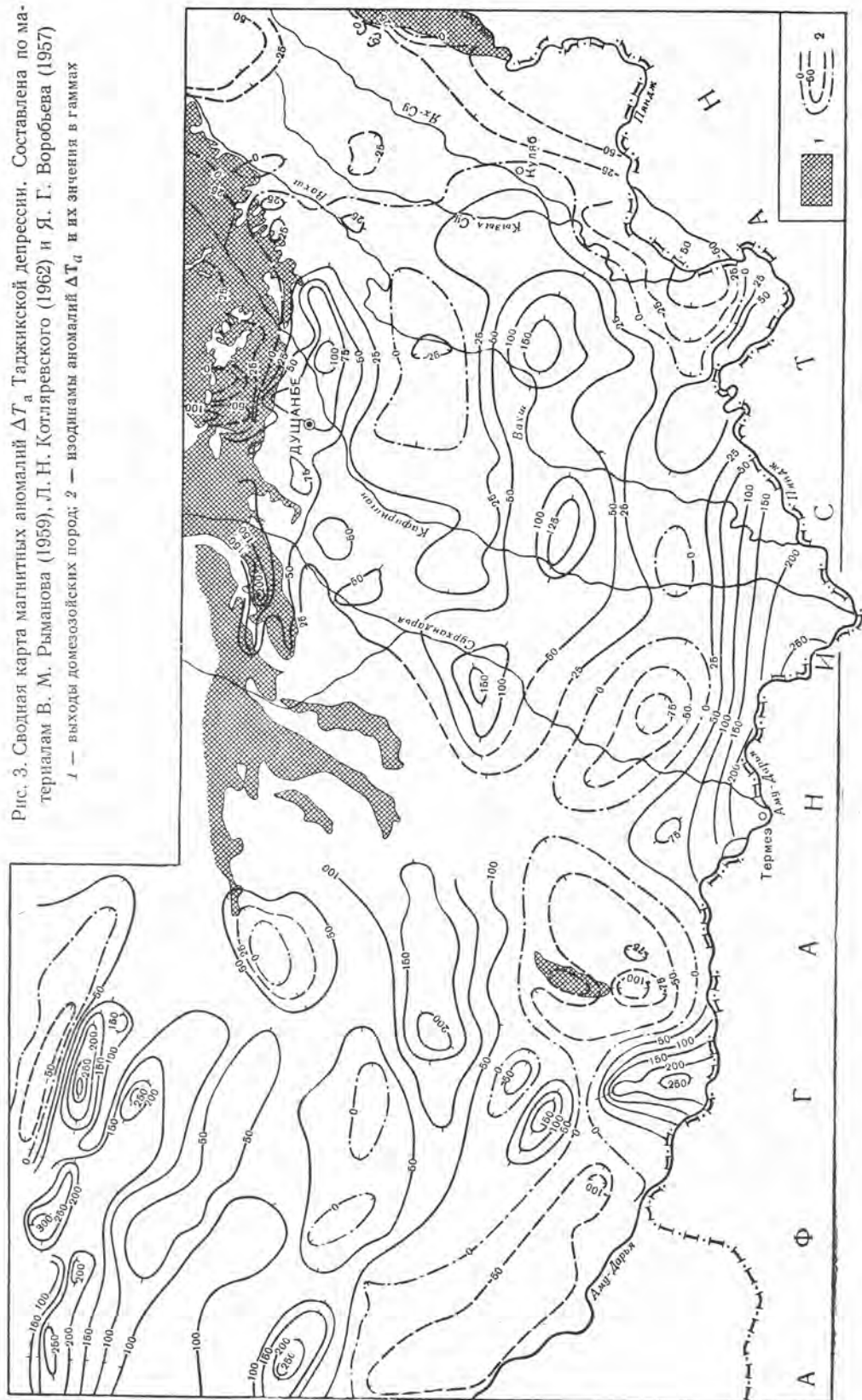
Во-первых, в гравитационном поле фиксируются цепочки региональных гравитационных ступеней северо-восточного направления. Западная из них проходит примерно по западному погружению Байсунской мегантиклинали, далее на север — почти по линии Карши — Самарканд — Джизак — Ташкент, еще далее — примерно по северо-западным склонам Чаткало-Кураминской горной страны и затем слегка поворачивает на Джамбул¹. Восточная ступень на юге отделяет Байсунскую мегантиклиналь от Сурханского прогиба, на севере — Чаткало-Кураминскую горную страну от Ферганской впадины. Необходимо отметить, что на исходной гравитационной схеме указанные ступени фиксируются отчетливо не на всем своем протяжении. На тех участках, где проследить ступени обычным путем, включая построение графика Δg , не удавалось, мы использовали метод локализации И. Г. Клушина и И. Н. Толстихина (1961), который позволил достаточно надежно проследить ступени на всем их протяжении.

Указанные ступени, по всей вероятности, соответствуют глубинным разломам северо-восточного простираения в Тянь-Шане. В. В. Белоусов (1962), отмечая северо-восточные и северо-западные простираения в различных районах земного шара, в том числе и в Тянь-Шане, считает их связанными с деятельностью земной коры. Предполагаемые нами разломы на отдельных участках, возможно более доступных для изучения,

¹ По этой линии Б. Б. Таль-Вирский проводит границу Тянь-Шаня и эпигерцинской Средне-Азиатской платформы (см. статью в настоящем сборнике).

Рис. 3. Сводная карта магнитных аномалий ΔT_a Таджикской депрессии. Составлена по материалам В. М. Рыманова (1959), Л. Н. Котляревского (1962) и Я. Г. Воробьева (1957)

1 — выходы докембрийских пород; 2 — изоэдынами аномалий ΔT_a и их значения в гаммах



подтверждаются и геологическими данными (Северо-Ферганский разлом, поперечный глубинный разлом по О. М. Борисову (1962), серия разломов, отделяющих Сурханский прогиб от Байсунской мегантиклинали). По данным гравиметрии можно судить о том, что указанные разломы на всем протяжении имеют значительную, хотя и меняющуюся по величине, глубину заложения, причем опущенные блоки — восточные.

Во-вторых, на схеме В. И. Попова (1960) Байсунская мегантиклиналь и Чаткало-Кураминская горная страна отнесены к ядерным зонам Средней Азии, тогда как широтная структура Южного Тянь-Шаня — к междуядерным. Этот факт свидетельствует об известном глубинном сходстве между первыми двумя областями. Во всяком случае можно заключить, что широтная структура Южного Тянь-Шаня отличается от указанных областей в большей степени, чем последние различаются между собой (геологические различия имеют место вплоть до среднепалеозойских образований).

Но само по себе сходство признаков может быть всего лишь случайным совпадением явлений, в совокупности же с отмеченными глубинными разломами они заставляют предположить существование поперечной тектонической зоны глубокого заложения (назовем ее условно Таласо-Байсунской). В связи с этим интересна статья Б. А. Петрушевского (1961), в которой развивается гипотеза о крупной долготной тектонической зоне глубокого и древнего, вероятно, докембрийского заложения, названной им Индо-Памирской. Под влиянием этой идеи А. С. Аделунг (в личной беседе) высказал предположение о причинной связи между Индо-Памирской и Таласо-Байсунской зонами. Последней, по его мнению, соответствует поднятие подкорового слоя, причем ось поднятия испытывает ундуляцию в районе пересечения с широтной структурой Южного Тянь-Шаня. Геофизические данные не только не противоречат этому предположению, но позволяют уточнить его. В частности, можно высказать мысль о том, что Таласо-Байсунская тектоническая зона северо-восточного простираения представляет собой погребенную одностороннюю горст-мегантиклиналь (по терминологии В. Е. Хаина) шириной 100—150 км с ундулирующей осью. Названная структура ограничена с запада и востока глубинными разломами и прослеживается по крайней мере от р. Аму-Дарьи до линии В. А. Николаева, а возможно, и далее на северо-восток. Наряду с ограничивающими разломами имеются также внутренние разломы, обособившие отдельные блоки, в частности Байсунский и Чаткало-Кураминский, которые с некоторого времени испытали дифференцированные движения и соответственно этому получили неодинаковое геологическое развитие. Характер магнитных аномалий в пределах отмеченной зоны заметно отличается от такового на территории широтной структуры Южного Тянь-Шаня и свидетельствует, по всей вероятности, о своеобразном проявлении здесь магматизма. Такой вывод соответствует высказываниям В. А. Воронича о возможности существования поперечной металлогенической зоны в Южном Тянь-Шане, предполагаемые контуры которой совпадают с отмеченными разломами северо-восточного простираения.

Несомненно, что затронутый нами вопрос о существовании Таласо-Байсунской погребенной тектонической зоны¹ можно будет решить более уверенно лишь после проведения специальных исследований. В первую очередь необходимо покрыть горные районы гравиметровой и аэромагнитной съемками и проложить хотя бы один-два профиля ГСЗ.

В районе Дарвазского хребта простираение магнитных аномалий также меняется с широтного на северо-северо-восточное, что отвечает простираанию герцинских структур.

¹ Указанная зона примерно совпадает с западно-тянь-шаньским поперечным глубинным швом, выделенным Д. П. Резвым (1962) по геологическим данным.

Говоря о глубинности магнитовозмущающих масс, необходимо обратить внимание на весьма существенное, на наш взгляд, обстоятельство. Магнитные аномалии на всей исследованной территории, включая даже район Кугитангтау, где палеозойские породы обнажаются на поверхности, имеют, как правило, небольшую амплитуду и плавный характер. Если учесть, что в состав домезозойского комплекса входят как практически немагнитные, так и магнитные разности пород, то отмеченный факт свидетельствует, по всей вероятности, о значительной глубине залегания магнитовозмущающих масс, во всяком случае глубже поверхности палеозоя. Те магнитные аномалии, которые приурочены к зонам флексур, возможно осложненных разрывами (см. рис. 5), могут быть связаны с проникновением магматических расплавов. Природа остальных магнитных аномалий пока не ясна.

Особенности структурного плана мезозойских отложений

В связи с тем, что домезозойские структуры характеризуются преимущественно субширотным, а кайнозойские северо-восточным простиранием, можно констатировать, что в мезозой-третичное время происходила частичная перестройка плана структур, завершившаяся, видимо, к четвертичному периоду. Однако отсутствие глубоких скважин не позволяет представить себе структурный план отложений мезозоя. Единственной информацией в этом отношении могут служить пока лишь гравиметрические данные. Поскольку же гравитационное поле, как известно, отражает совокупность различных факторов, мы попытались выделить из него ту составляющую, которая связана преимущественно с влиянием мезозойских структур. С этой целью нами был использован метод локализации И. Г. Клушина и И. Н. Толстихина (1961), результаты которого представлены в виде карт равных значений функций Δ_2 и Δ_1 (рис. 4, 5). Первая функция качественно характеризует линейные пликативные дислокации, вторая — дислокации типа флексур, возможно, осложненных разрывами. На рисунках изображены также векторы простирания указанных дислокаций. Для выявления существующих в районе простираний структур в ряде пунктов были предварительно рассчитаны векторные диаграммы (розы простираний).

Величина вектора качественно характеризует амплитуду складки для Δ_2 и крутизну ступени — для Δ_1 , а направление — соответственно простирание складки и наклон ступени. На обоих рисунках отчетливо видны два основных направления векторов каждой функции. Одно в общих чертах соответствует простиранию кайнозойской складчатости, другое — сечет его под углом от 45 до 90°. Ввиду того, что нас интересовал структурный план мезозоя, мы попытались выделить второе из них, для чего были ориентировочно выбраны соответствующие параметры палеток и направление расчетных профилей. Следует отметить, что знак функции Δ_1 характеризует направление наклона ступени: плюс — на юг, юго-запад и юго-восток, минус — на север, северо-запад и северо-восток.

Отмеченные на карте функции Δ_1 субширотно вытянутые зоны флексур ограничивают погребенные региональные поднятия и прогибы, вероятно, мезозойского возраста, частично унаследованные от более древних структур. Некоторое несовпадение простираний указанных структур с магнитными аномалиями не позволяет допустить полной унаследованности их развития.

Интересно отметить приуроченность промышленных месторождений нефти и газа к зонам погребенных региональных флексур, ограничивающих наибольшее по площади субширотное валообразное поднятие. Эта закономерность, подмеченная А. А. Борисовым для других районов Советского Союза, позволяет считать наиболее перспективными на нефть

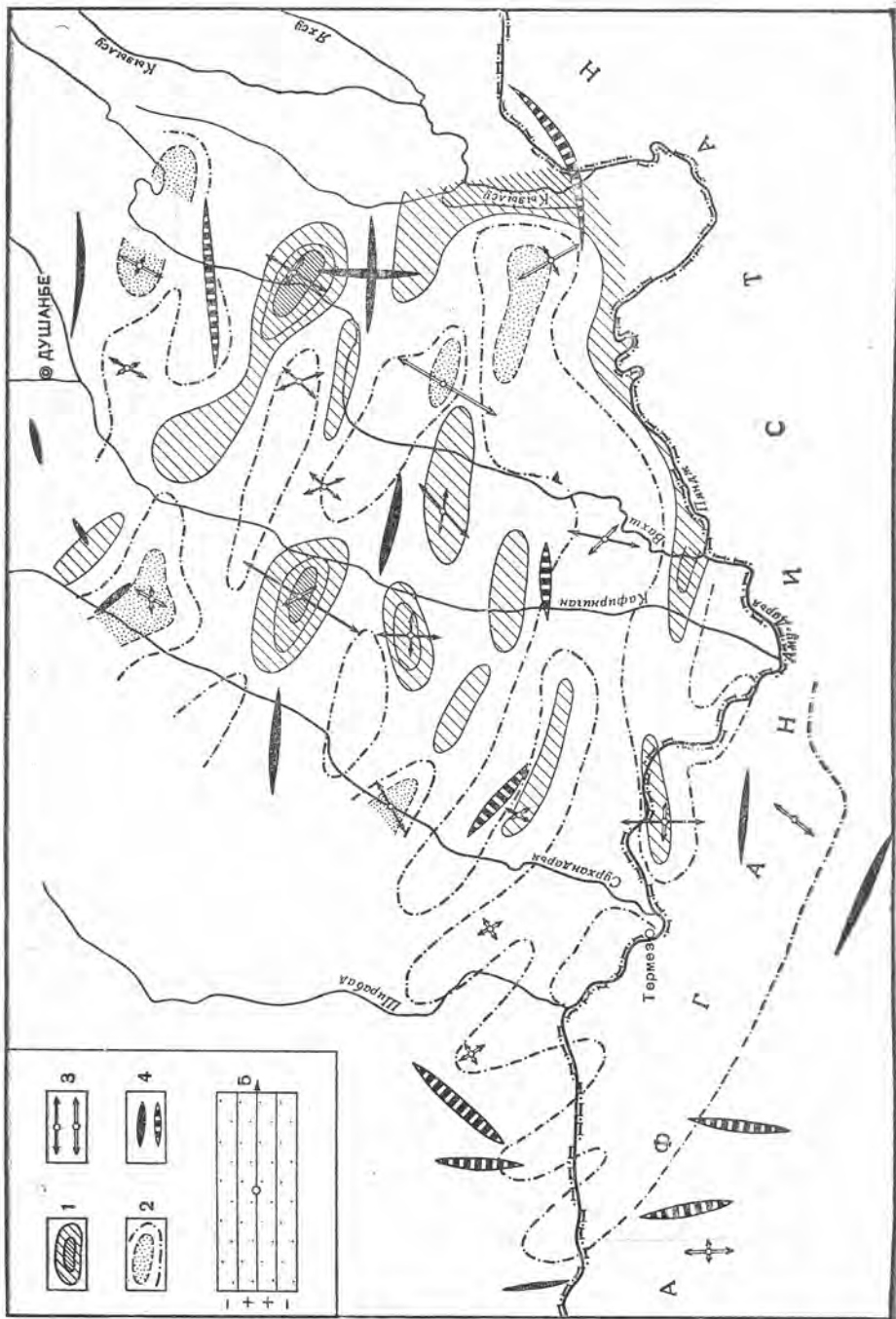


Рис. 4. Схематическая карта равных значений гравитационной функции Δ_3 Таджикской депрессии (качественная характеристика пликативных дислокаций в толще нижнего мезозоя — верхнего палеозоя?)

1 — максимумы функции Δ_3 (густой штриховкой показана наиболее интенсивная часть аномалий); 2 — минимумы Δ_3 (штрих-пунктир — линия нулевых значений Δ_3); 3 — векторы амплитуд и ориентировки аномалий Δ_3 (черные стрелки — максимумы Δ_3 ; светлые стрелки — минимумы Δ_3); 4 — оси магнитных аномалий ΔT_d (защитные — максимумы аномалий, заштрихованные — минимумы аномалий); 5 — расчетная палетка (стрелкой показано направление, по которому откладывался вектор)

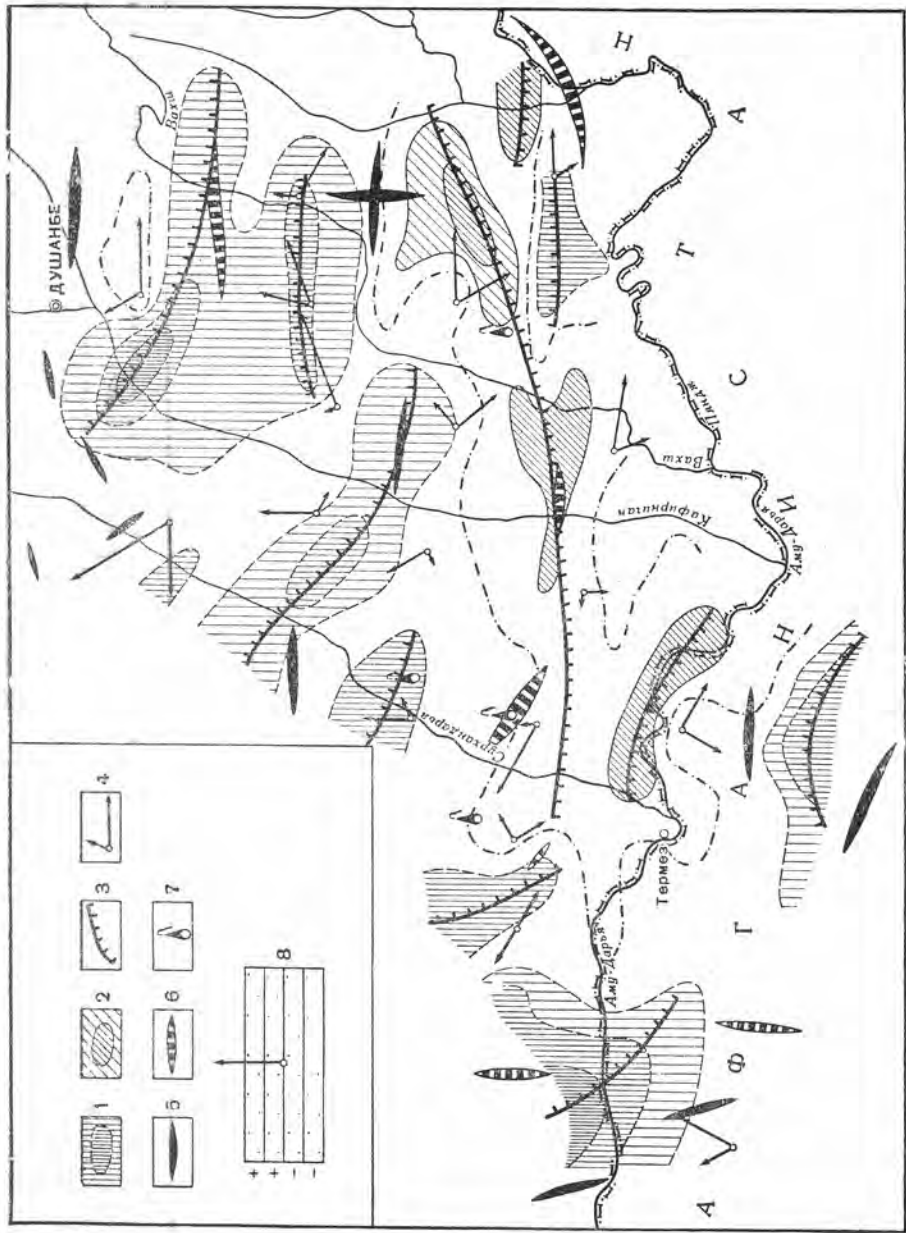


Рис. 5. Схематическая карта равных значений гравитационной функции Δ_1 Таджикской депрессии (качественная характеристика дислокаций типа флексур в толще мезозоя — верхней части палеозоя?)

1 — минимумы функции Δ_1 (густой штриховкой показана наиболее интенсивная часть аномалии); 2 — максимумы Δ_1 (густой штриховкой показана наиболее интенсивная часть аномалии); 3 — линии флексур (возможно, с разрывами), штрихи направлены по падению ступени; 4 — векторы амплитуд и ориентировки аномалий Δ_1 ; 5 — оси максимумов магнитного поля; 6 — то же минимумов; 7 — действующие месторождения нефти; 8 — расчетная палетка (стрелкой показано направление, по которому откладывался вектор)

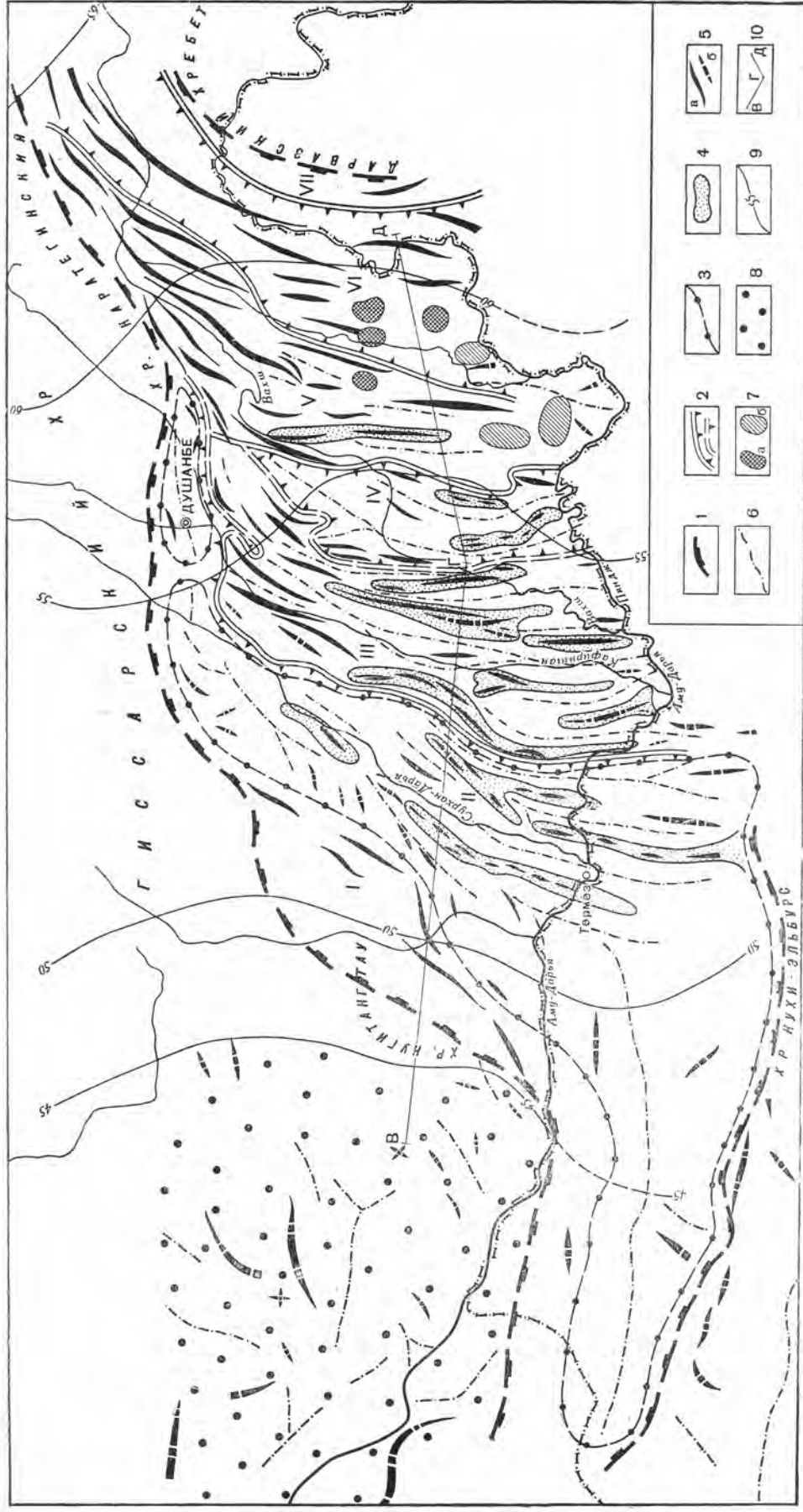


Рис. 6. Предварительная тектоническая схема Таджикской депрессии. Использованы схемы Захарова (1961), Ильина (1947) и Бабкова (1962) с изменениями и дополнениями по геофизическим данным

1 — контуры Таджикской депрессии; 2 — границы мегантиклиналей и мегасинклиналией (прерывистой линией показаны условные границы); 3 — контуры частей впадин в пределах Сурхано-Гиссарской мегасинклинали; 4 — антиклинальные гряды; 5 — основные антиклиналы третьего и четвертого порядков (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — оси основных синклиналильных прогибов; 7 — соляные купола (а — достоверные, б — предполагаемые, по геофизическим данным); 8 — ось эпигерцинской платформы; 9 — изогипсы поперечности подкорового слоя их значения в километрах; 10 — линия глубинного разреза (см. фиг. 7).
 Цифры на карте. Мегаструктуры: I — Байсунская; II — Сурхано-Гиссарская; III — Кафиринганская; IV — Яван-Кургантобинская; V — Обигарская; VI — Кулябская; VII — Преддарвазская

и газ те структуры, которые приурочены к подобным зонам, выделенным по данным гравиметрии (рис. 5).

Аномалии функции Δ_2 почти повсеместно имеют субширотное простирание, местами со слабой тенденцией к северо-западному. Следовательно, эти аномалии не отражают кайнозойской структуры региона. Плавный характер и небольшие размеры аномалии Δ_2 не дают основания считать их обусловленными весьма глубинными факторами. То обстоятельство, что указанные аномалии в плане не совпадают с аномалиями магнитного поля, но имеют аналогичную ориентировку, позволяет допустить существование лишь частичной связи их с домезозойской структурой. Таким образом, наиболее вероятной причиной указанных аномалий могут быть погребенные структуры мезозоя, частично унаследованные от более древних. Отсюда можно предположить, что мезозойская структура Таджикской депрессии характеризовалась пологими антиклиналями и синклиналями преимущественно субширотного простирания, отображенными соответственно максимумами и минимумами Δ_2 .

Уместно привести еще одно возможное объяснение природы рассматриваемых аномалий. Они могли быть обусловлены домезозойской структурой депрессии, причем несовпадение их с магнитными аномалиями может означать приуроченность магматических тел к краевым зонам антиклинориев складчатого основания, а не к сводовым их частям. Однако такое объяснение нам кажется менее вероятным.

Ранее нами были выделены разностные гравитационные аномалии (Белеловский, 1962), которые имели субширотное простирание к востоку от хребта Бабатаг и условно связывались со структурами нижнего мезозоя — верхней части палеозоя.

Следует отметить общее пространственное соответствие между субширотными разностными максимумами, максимумами Δ_2 и мезозойскими стратоструктурами (Захаров, 1958). Вместе с тем нельзя не подчеркнуть, что использованные методы обработки гравиметрии являются лишь качественными, к тому же результат зависит еще от правильности выбранных параметров. Поэтому проведенные расчеты следует рассматривать как первый опыт привлечения данных гравиметрии для выделения нефиксируемых на поверхности погребенных широтных структур Таджикской депрессии. Тем не менее можно считать, что структуры субширотного простирания установлены достоверно. Наряду с этим, мезозойские отложения (надсолевые и солевые), обнажаясь в ядрах некоторых антиклиналей субмеридионального простирания, принимают участие в их строении. Важно отметить, что гравиметрические данные указывают на существование в различных частях депрессии субмеридиональных дисгармоничных поднятий, вероятно, подсолевой толщи, весьма перспективных на газ и нефть. Этот вопрос требует специальной разработки.

Мезозойская структура восточной части региона характеризуется также развитием соляных куполов, сложенных верхнеюрской соленосной толщей. Среди соляных куполов имеются как открытые, так и погребенные. Первые закартированы при проведении геологической съемки и неглубокого бурения, присутствие вторых предполагается по результатам гравиметрических исследований: они фиксируются минимумами силы тяжести, приуроченными к положительным формам рельефа (рис. 6).

О формировании некоторых тектонических элементов

В период наиболее интенсивного проявления альпийского тектогенеза наряду с формированием линейно-вытянутых структур кайнозоя произошла переработка более древней структуры Таджикской депрессии с образованием блоков (мегантиклиналей и мегасинклиналей) севе-

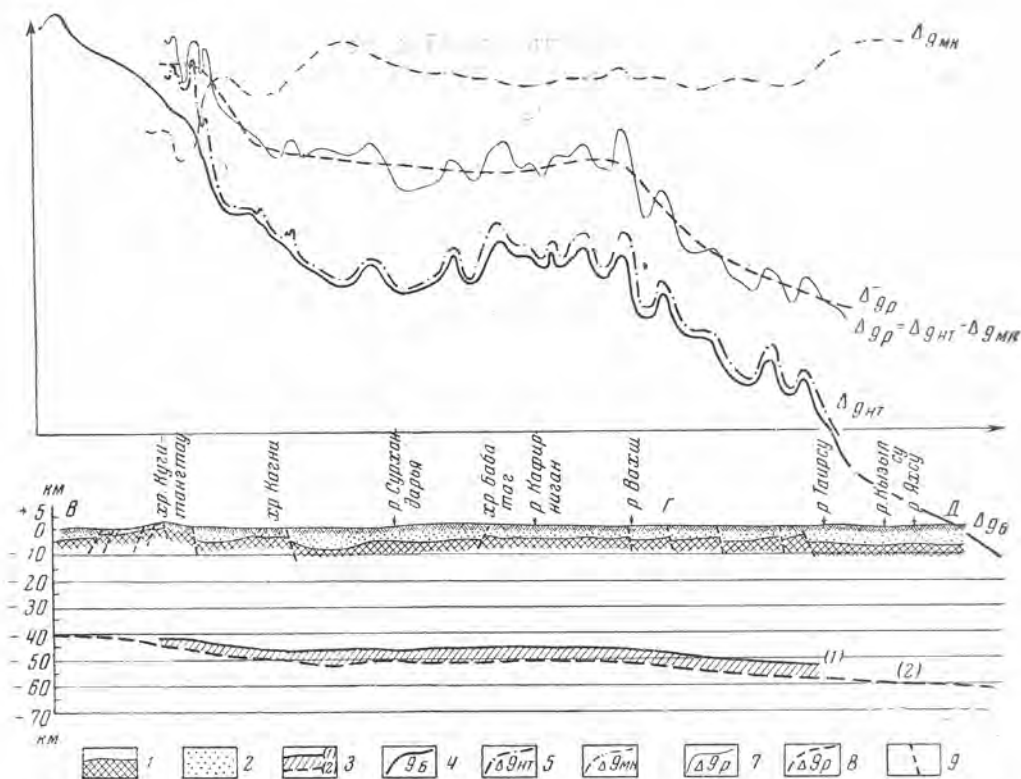


Рис. 7. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез земной коры Таджикской депрессии. Местоположение разреза показано на фиг. 6

1 — поверхность домезозойского складчатого основания; 2 — мезозойско-кайнозойские отложения; 3 — поверхность Мохоровичича, построенная с учетом поправок за гравитационное влияние рельефа местности и дефект масс в осадочной толще (1) и без учета указанных поправок (2); 4—8 — кривые аномалий силы тяжести: 4 — исходная; 5 — в неполной топографической редукции; 6 — обусловленная дефектом масс в толще мезозой-кайнозоя; 7 — разностная; 8 — сглаженная разностная; 9 — разрывы

ро-восточного и субмеридионального простираний (рис. 6). Указанные блоки ограничены флексурами, вероятно, переходящими на глубину в разломы, по которым происходили вертикальные и горизонтальные перемещения блоков. Линии флексур (разломов) четко фиксируются зонами гравитационных ступеней (см. рис. 2). На востоке разломы, по-видимому, имеют характер парогранных разломов (по терминологии А. Г. Бабаева и др.)¹, как это можно судить на основании количественной интерпретации гравиметрических ступеней (рис. 7) по методу Фишера (Грушинский, 1961).

Примерно в этот же период окончательно сформировалась Таджикская депрессия как самостоятельная структурная единица. Южная граница депрессии, по-видимому, фиксируется четкой гравитационной ступенью, отделяющей депрессию от эпигерцинской платформы (см. рис. 2). Эта граница представляет, по всей вероятности, зону разлома, в которую внедрились интрузии, что подтверждается приуроченностью магнитных аномалий к гравитационной ступени. Геофизические наблюдения проведены, но не полностью, только в районе западной границы депрессии. Однако имеющиеся данные позволяют предполагать приуроченность указанных границ также к зонам разломов.

¹ А. Г. Бабаевым (Бабаев и др., 1962) отмечены парогранные разломы в сопредельных районах Западного Узбекистана.

Мощность земной коры и ее связь с геологическим строением района

Для более обоснованного подхода к вопросу о тектоническом положении Таджикской депрессии в региональном плане необходимо располагать, наряду с геологическими данными, также сведениями о характере изменения мощности H_m земной коры. Последняя, как показано для других районов (Андреев, 1958; Балавадзе, 1957; Дементицкая, 1958), *находится в прямой связи с геологическим строением. При отсутствии* для района данных ГСЗ и сейсмологических наблюдений были использованы материалы гравиметрии для площадной характеристики величин H_m статистическим методом. Достоверность величин H_m оценивалась на основании сравнения с данными сейсмологии (А. С. Алексеев, И. Л. Нерсесов, В. И. Уломов) по Гармскому району Таджикской депрессии. Из работ Р. М. Дементицкой (1958), Б. А. Андреева (1958), Ю. Н. Година, Б. С. Вольвовского и И. С. Вольвовского (1960) по расчетам с использованием статистических зависимостей между величиной аномалии силы тяжести Δg и H_m наиболее близкими к данным сейсмологии оказались расчеты по графику Р. М. Дементицкой. Расчеты производились в двух вариантах: 1) с учетом поправок за влияние рельефа местности и дефекта масс в осадочной толще и 2) без учета указанных поправок. Оба варианта показаны на рис. 7, из которого видно, что разница в величинах мощности земной коры, полученных в первом и втором вариантах, не превышает 5 км, т. е. соизмерима с точностью метода. Для условий нашего района мы сочли возможным построить схематическую структурную карту по поверхности Мохоровичича (см. рис. 6), произведя аналогичные расчеты по серии профилей.

На приведенной карте отмечается общее увеличение (примерно от 40—45 до 65—70 км) мощности земной коры с запада на восток, от эпигерцианской платформы по направлению к горным сооружениям Памира, а также некоторое увеличение H_m к северо-востоку от центральной части Таджикской депрессии, где на фоне отмеченного погружения поверхности Мохоровичича фиксируется относительно приподнятая зона. В период общего геосинклинального развития всего региона эта зона характеризовалась, видимо, некоторой относительной устойчивостью. Следует отметить, что генеральное простирание линий равных мощностей земной коры в Таджикской депрессии в общем совпадает с простиранием неопальпийских структур, что характерно для активизированных платформ (Мелькановичский, 1962). В настоящее время Таджикская депрессия по характеру отложений, формационных рядов и складчатости наиболее соответствует периферическим частям геосинклинальных областей, превращающихся на известных стадиях своего развития в краевые прогибы (Захаров, 1958).

К востоку от отмеченной зоны поднятия подкорового слоя мощность H_m увеличивается равномерно, без видимых переходов к Памиру. Это обстоятельство, а также постепенное изменение характера магнитных аномалий, которые примерно к востоку от меридиана 69° меняются с широтных на мозаичные, а затем на северо-северо-восточные, позволяют предполагать, что восточная часть Таджикской депрессии, развивавшаяся в предальпийское время как одно целое со всей остальной территорией, была в альпийское время переработана воздымающимся и, вероятно, надвигающимся с юга Памиром (Губин, 1960; Захаров, 1958). Последний, судя по характеру магнитного поля (см. фиг. 3), вызвал разворот более древних структур к северо-северо-востоку и наложил определенный отпечаток на структурный план сопредельных площадей. Не исключено, что указанная область, носящая черты переходной от Таджикской

депрессии к Памиру, может рассматриваться как внешняя дуга Памиро-Кунь-Луна (Губин, 1960). Ввиду того, что этот вопрос может быть разрешен более надежно после проведения на рассматриваемой территории геофизических исследований, мы не сочли пока возможным реализовать высказанную мысль на прилагаемой тектонической схеме.

Выводы

1. Комплекс геофизических методов весьма эффективно можно применять для изучения глубинной тектоники Таджикской депрессии и поисков перспективных на нефть структур (в том числе и погребенных).

2. Мощность земной коры в пределах депрессии характерна для краевых прогибов, а вблизи Памира — для внешних зон геосинклинальных областей. Совпадение генерального направления линий равных мощностей земной коры с простираемостью неоальпийских структур характерно для активизированных платформ. В центральной части депрессии, на фоне общего погружения поверхности подкорового слоя к Памиру, отмечается небольшое по амплитуде сводовое поднятие, свидетельствующее, вероятно, об относительной устойчивости данного участка в период геосинклинального развития региона.

3. Западная и южная границы депрессии, местоположение которых уточнено по геофизическим данным, фиксируются зонами глубинных разломов, отделяющих депрессию от платформенных областей.

4. По геофизическим материалам уточнено тектоническое районирование депрессии, показана связь Сурханской и Гиссарской зон.

5. На основании геолого-геофизических данных высказано предположение о существовании в Тянь-Шане так называемой Таласо-Буйсунской поперечной тектонической зоны глубокого заложения.

6. Структурный план мезозойских отложений депрессии характеризуется соляными куполами (в том числе и погребенными) и дисгармоничными складками субмеридионального и, вероятно, субширотного простираения.

7. По геофизическим данным выявлены погребенные зоны дислокаций типа флексур, возможно, типа разрывных, ориентированных широтно; установлена приуроченность к ним действующих месторождений нефти и газа, на основании чего сделан вывод о перспективности на нефть и газ таких структур, которые тяготеют к указанным зонам.

8. Данные геофизики позволили получить некоторые новые представления и о соотношениях между структурными формами отложений кайнозоя. В частности показано, что антиклиналь Ляльмикар расположена на самостоятельной тектонической линии. Следовательно, на ее продолжении к югу могут быть обнаружены новые погребенные складки, перспективные на нефть.

Итак, на первом этапе исследований мы стремились по возможности выявить совершенно независимые от существующих геологических гипотез сведения о глубинной тектонике района по геофизическим данным с тем, чтобы получить существенно новую информацию, способную разрешить ряд спорных вопросов. Сейчас наша задача заключается в тесной увязке полученных выводов с новыми геологическими материалами.

В заключение автор выражает признательность руководителю отдела геофизики САИГИМС И. М. Мелькановицкому за просмотр рукописи и рисунков и ряд полезных замечаний.

Литература

- Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М. и др. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана.— Новости нефт. и газ. техники, серия геол., 1962, № 3.
- Бабков К. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности палеогеновых отложений Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, геол., 1962, 5.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Белеловский М. Л. Геологические результаты гравиметрических исследований в Таджикской депрессии.— Новости нефт. и газ. техники, серия геол., 1962, № 3.
- Белеловский М. Л., Зильберштейн М. Б. 1. Использование корреляционных зависимостей для интерпретирования кривых ВЭЗ.— Развед. и промысл. геофиз., 1962, вып. 45.
- Белеловский М. Л., Зильберштейн М. Б. 2. О решении обратной задачи электроразведки по корреляционным зависимостям для многослойных кривых ВЭЗ.— Развед. и промысл. геофиз., 1962, вып. 46.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1962.
- Борисов А. А., Рыманов В. М. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе в Тянь-Шане.— Узб. геол. журн., 1962, № 2.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмическое исследование земной коры в районе Ферганской межгорной впадины.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Грушинский Н. П. Введение в гравиметрию и гравиметрическую разведку. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Деменицкая Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости.— Сов. геол., 1958, № 6.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН ТаджССР, 1958, 95.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962, 5.
- Клушин И. Г., Толстихин И. Н. Выделение линейных тектонических дислокаций на геофизических картах.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Мельканович И. М. Глубинное геологическое строение Приташкентского района, Кизыл-Кумов и сопредельных площадей по данным геофизических исследований.— Сов. геол., 1962, № 2.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, 1961, 36, вып. 4.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд-во «СамГУ», 1960.
- Резвой Д. П. О Западнотяньшаньском поперечном глубинном шве.— Вестн. Львовск. ун-та, сер. геол., 1962, № 1.

К вопросу о тектоническом строении Ферганы и закономерностях расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя

Работа выполнялась коллективом сотрудников лаборатории экспериментальной тектоники ВНИГНИ. Кроме указанных авторов, в ней принимали участие геофизик И. Г. Бовенко, геологи Н. Н. Капустин и В. Ф. Поминов.

Для решения задачи о закономерностях расположения и механизме образования складок в отложениях мезозоя и кайнозоя Ферганской депрессии оказалось целесообразным обратиться к закономерностям расположения и простирания структур в ее палеозойском обрамлении, особенностям деформаций поверхности палеозойского фундамента, проанализировать расположение эпицентров землетрясений и, наконец, использовать данные о толщине земной коры в рассматриваемой области. Сопоставление всех этих материалов с данными о расположении и морфологии складок мезозойско-кайнозойского чехла и является темой работы.

Строение Ферганы, закономерности расположения и морфология складок определяются тектоническим режимом и соответственно строением входящих в нее геологических провинций. Последние характеризуются разным направлением структурных элементов. Выделяются области широтных (Туркестано-Алайских) структурных направлений, северо-восточных (Курамино-Чаткальских) и область Восточной Ферганы, где происходит наложение разных структурных направлений. Однако по закономерностям расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя ее следует относить к области Курамино-Чаткальских структурных направлений. На основные структурные направления накладываются линии и зоны северо-западного (Ферганского) и меридионального простираний. Области разных структурных направлений проявляются различно в разных этажах земной коры, отличаются по истории развития, закономерностям расположения складок и их морфологии.

По данным, любезно предоставленным И. Л. Нерсесовым, для Ферганы построена карта подошвы земной коры (раздела Мохоровичича).

Кроме того, построены карты эпицентров землетрясений с глубиной более 20 км, менее 20 км, карта последовательности возникновения землетрясений и карта поверхности палеозойского фундамента.

На карте раздела Мохоровичича выделяются пять зон, отличающихся по толщине земной коры и имеющих различное простираение. В центре депрессии выделяется зона северо-восточного простираения с толщиной земной коры 50—55 м, вдоль нее идут узкие зоны с толщиной земной коры 40—45 и 30—40 км, к югу и к северу происходит ее утолщение до 60 км и более.

Северо-Восточные (Курамино-Чаткальские) структурные направления лучше других выражены в простирании зон разной толщины земной коры. Зоны с таким простиранием прослеживаются во всей центральной части Ферганы. К их границам приурочены глубокофокусные землетрясения. Широко распространены пояса эпицентров землетрясений северо-восточного простирания. Хуже это направление выражено по структурам палеозойского фундамента и деформациям его поверхности.

Туркестано-Алайские структурные направления проявляются иначе. По зонам разной толщины земной коры и поясам эпицентров землетрясений они проявляются гораздо слабее северо-восточных, но по структурам в палеозойском фундаменте и деформациям его поверхности выражены значительно ярче.

Северо-западные (Ферганские) структурные направления являются как бы следующим звеном этого ряда. Они не проявляются в изменении толщины земной коры, плохо выражены в структурах палеозойского фундамента, но прослеживаются по поясам мелкофокусных землетрясений и хорошо выражены в деформациях поверхности фундамента, т. е. в верхнем этаже земной коры. Наиболее яркой линией этого направления является Ферганский разрыв. Западнее прослеживается еще несколько зон северо-западного простирания, но с удалением от Ферганского разрыва они проявляются все слабее и слабее.

Из структур меридионального простирания наиболее четкая — зона 71-го меридиана, которая прекрасно выражена в изменении толщины земной коры. К востоку от нее расположена область с сильно меняющейся толщиной земной коры, к западу — область, где эти изменения очень незначительны. Эта зона хорошо проявляется по распространению эпицентров землетрясений, являясь границей между сейсмичной (восточной) и асейсмичной (западной) областями. Она совпадает с Кокандской гравитационной ступенью и почти не выражена в структурах палеозойского фундамента и деформациях его поверхности, т. е. в верхних этажах земной коры.

Анализ деформаций поверхности фундамента показал, что они различны в областях разных структурных направлений. Деформированность поверхности фундамента в области Туркестано-Алайских структурных направлений значительно большая, чем в области Курамино-Чаткальских, где преобладают смещения по тектоническим разрывам. Намечается зависимость формы основных поднятий от их простирания. Поднятия, имеющие северо-восточное простирание, обычно состоят из асимметричных изгибов или систем блоков, крутые крылья которых, осложненные разрывами, обращены в одну сторону. У поднятий широтного простирания изгибы обращены крутыми крыльями, нарушенными разрывами, в сторону приспущенного центрального блока. При изменении простираний поднятий меняется их форма, что иногда вызывает шарнирное смещение по крупным разрывам. Оказалось, что, как правило, оживают и смещают поверхность фундамента разрывы, простирания которых близки простиранию изгиба, тогда как поперечные к нему разрывы обычно мертвы.

Статистический анализ расположения и морфологии складок в отложениях мезозоя и кайнозоя областей разных структурных направлений и тектонически единых участков внутри них, произведенный с помощью роз-диаграмм и различных графиков, позволил установить закономерности расположения структур и изменения их морфологии от участка к участку.

Прежде чем изложить основные результаты статистического анализа, остановимся на вопросе о связи складок с деформациями фундамента. По нашему мнению, складки, развитые в чехле, обязаны своим происхождением местным деформациям поверхности фундамента. Если это

так, то закономерности их расположения и их размеры должны быть аналогичны закономерностям расположения и размерам деформаций поверхности фундамента. Для отдельных складок подобная связь установлена. Для решения вопроса в целом мы провели сопоставление простираний и размеров тектонических разрывов палеозойского обрамления Ферганы, как наиболее четкой разновидности деформаций фундамента со складками в отложениях мезозоя и кайнозоя. При этом было учтено, что как крупные разрывы, так и цепочки локальных структур в плане представляют ломаную линию. При сопоставлении отдельных складок с разрывами мы брали элементы плоскости разрывов одного простирания.

В Туркестано-Алайской области доминируют складки и разрывы широтного простирания. Максимумы на розах-диаграммах простираний складок закономерны повернуты в отношении максимума на розах-диаграммах направлений разрывов на 10° против часовой стрелки.

Курамино-Чаткальская область структурных направлений характеризуется иными чертами. В ее пределах распространены тектонические разрывы нескольких систем и лишь незначительно преобладают разрывы северо-восточных простираний. Но только северо-восточным и широтным разрывам соответствуют структуры в деформациях чехла. В отличие от первой области здесь распространены в сопоставимых количествах складки двух систем — северо-восточной и широтной. Следует отметить, что более детальное рассмотрение материала показывает, как чутко «реагируют» розы направлений складок на каждое изменение в розах простираний разрывов.

Северо-западное (Ферганское) структурное направление, так же как и меридиональное, почти совершенно не проявляется в простираниях складок чехла.

Наиболее распространенные размеры разрывов и складок практически совпадают. Складки несколько короче разрывов (примерно на 1 км), что, вероятно, объясняется затуханием деформации вверх по разрезу. Совпадение закономерностей расположения и размеров складок в чехле и тектонических разрывов, нарушающих фундамент, свидетельствует, на наш взгляд, о том, что складки приурочены к местным деформациям поверхности фундамента.

Морфологические особенности складок, развитых в разных областях, охарактеризованы несколькими параметрами, из которых мы остановимся только на двух основных: отношении длины складки к ее ширине и углу между ее крыльями. Первый параметр является мерой линейности складки, а второй выбран нами в качестве показателя степени изгиба пласта, т. е. меры его деформированности. Статистическая обработка материала показала, что складки Ферганы в основном линейны: максимально распространены складки, длина которых превосходит ширину в три—четыре раза. В области Туркестано-Алайских структурных направлений линейные складки распространены несколько больше, чем в области Курамино-Чаткальских. Сопоставление кривых деформированности показывает, что деформированность больше в области Туркестано-Алайских структурных направлений. Здесь достаточно широко распространены сильно деформированные складки с углом между крыльями в 40° . Туркестано-Алайская и Курамино-Чаткальская области структурных направлений отличаются и по размерам складок. В первой преобладают складки размером около 4 км, во второй в сопоставимых количествах встречаются складки длиной 10—12 км.

Таким образом, области разных структурных направлений отличаются одна от другой строением на разных этажах земной коры: от ее подошвы до отложений мезозоя и кайнозоя. Они отличаются также временем заложения, направлением движений и их последовательностью.

Анализ истории развития Ферганы приводит к выводу, что указанные структурные направления являются древними, длительно развивающимися, унаследованными от палеозойского этапа. Северо-западные структурные направления, по-видимому, — каледонские. Они как бы просвечивают сквозь широтные герцинские простирания Тянь-Шаня. Возраст северо-восточных структурных направлений точно установить трудно, но он, несомненно, более молодой, чем первые два. Как известно (Резвой, 1959), в среднем палеозое направленность их движений была противоположной. Область северо-восточных структурных направлений (Курамино-Ферганская геоантиклиналь) испытывала устойчивое поднятие, а область широтных структурных направлений (Туркестано-Алайская геосинклиналь) — интенсивное погружение. В верхнем палеозое знак движений изменился на обратный, однако юго-восточная Фергана была все же захвачена опусканием, т. е. произошло своего рода наложение Курамино-Чаткальских направлений на Туркестано-Алайские. В мезозой-кайнозое можно отметить последовательное оживление и замирание разных структурных направлений. В юре хорошо были выражены широтные и северо-западные направления и значительно хуже северо-восточные, в мелу — все направления, но меридиональные очень слабо. В палеогене резко проявились северо-восточные направления.

Интересно, что в настоящее время можно наблюдать аналогичную смену оживления направлений с относительно очень коротким периодом — всего в несколько лет. Эта смена, естественно, не фиксируется, подобно макроциклам, в фациях и мощностях отложений, но прослеживается по миграции очагов землетрясений во времени. Карта последовательности возникновения землетрясений показала, что в течение девяти лет эпицентры располагались в широтно-вытянутой полосе, перемещаясь по ней сначала с востока на запад, а затем обратно. Следующие девять лет они занимали полосу, вытянутую примерно меридионально, а затем начали перемещаться по линиям северо-восточного простирания. По-видимому, мы имеем здесь дело с чередованием движения по разным структурным направлениям. При этом вряд ли следует говорить об оживлении отдельных крупных разломов, «вспарывании швов», имеющих непрерывное протяжение. Представляется более вероятным, что в земной коре поочередно развивается изгиб определенного простирания, и в области этого изгиба происходят дробление и смещение по существующим разрывам, в том числе идущим и не параллельно изгибу, но более или менее «удобным».

По-видимому, в дальнейшем удастся наметить макро- и микроциклы последовательного оживления и замирания движений в областях различных структурных направлений. Трудно переоценить значение этого вопроса, так как образование полезных ископаемых обычно приурочено к узким интервалам времени.

При взаимоотношениях различных структурных направлений отмечается, что контакт структур разных простираний происходит по очень резкой границе или разлому: в северо-восточной Ферганы по меридиональному, а в юго-восточной по широтному, где в стык сочленяются структуры северо-восточного и широтного простираний. Создается впечатление, что происходит переработка области широтных структурных направлений северо-восточными. Это явление можно наблюдать как в нижних этажах земной коры, так и в верхних. Под областью Туркестано-Алайских широтных структурных направлений зоны с различной глубиной залегания раздела Мохоровичича и пояса землетрясений имеют северо-восточные простирания. Такое же простирание имеют и некоторые изгибы поверхности фундамента. Переработка же идет как бы по отдельным участкам. Так, в мезозойско-кайнозойских отложениях юго-восточной Ферганы наряду с широтными имеются структуры северо-

восточного простирания. Они возникают в результате того, что эта область, в среднем палеозое входившая в состав геосинклинали, в верхнем присоединилась к геоантиклинали и развивалась, обладая так же, как и Курамино-Чаткальская, структурами северо-восточного направления.

Как уже отмечалось, на широтные и северо-восточные структурные направления накладываются структурные линии и зоны северо-западного и меридионального простираний.

В целом тектоника Ферганской депрессии определяется характером строения областей разных структурных направлений и их взаимоотношениями. Отметим только некоторые из основных черт строения Ферганской депрессии.

По деформации (наклонам) поверхности палеозойского фундамента в Фергане и ее палеозойского обрамления можно выделить от центра к периферии пять зон: слабо деформированную центральную часть (с углами наклона порядка 6°), сильно деформированную зону Южно-Ферганской флексуры (углы $20-35^\circ$), слабо деформированные террасы (углы $4-5^\circ$), средние деформированные предгорья ($10-15^\circ$) и слабо деформированные высокогорные области ($3-9^\circ$). Следовательно, как опущенные, так и приподнятые участки деформированы слабо, и наибольшие деформации наблюдаются на их стыке.

Основной структурной линией Ферганы является Южно-Ферганская флексура — зона максимальных градиентов наклона поверхности фундамента. Она протягивается вдоль всего южного борта Ферганы и хорошо прослежена геофизическими работами. Это — граница глубинного заложения, разделяющая две различные по строению и развитию области: Курамино-Чаткальского и Туркестано-Алайского структурных направлений. Центральная Фергана в значительной части располагается в области Курамино-Чаткальских структурных направлений, что и определяет характер ее тектоники. Строение южного и северного бортов Ферганы определяется тем, что первый располагается на пологом крыле Туркестано-Алайского поднятия, второй — на крутом южном Курамино-Чаткальском.

Сопоставление структурных элементов Ферганской депрессии с расположением и запасами нефтяных залежей позволяет наметить ряд интересных взаимоотношений. Сопоставление карты толщины земной коры с расположением нефтяных и газовых месторождений показывает, что почти все известные месторождения приурочены к зоне тонкой земной коры ($30-40$ км) и к границе между ней и зоной с толщиной земной коры $40-50$ км. С этими зонами совпадают пояса максимальной мобильности, характеризующиеся наибольшими наклонами поверхности фундамента и максимальными градиентами изменения мощностей.

Намечается связь между выделенными меридиональными зонами и запасами нефтяных месторождений. Около меридиональных зон располагаются месторождения с большими запасами.

Сопоставление простирания структур с запасами нефти и газа в них показало, что в зависимости от простирания структур можно не только выделить складки, более или менее перспективные в отношении нефти и газа, но и наметить складки, перспективные на каждое из названных полезных ископаемых в отдельности. Для Ферганской депрессии в целом сопоставление запасов нефти и газа по структурам различных простираний следующее: структуры простирания $50-60^\circ$ содержат 32% всех запасов нефти и всего 6% всех запасов газа, простирания $90-100^\circ$ — 16% нефти и 3% газа, в то время как структуры с простиранением $70-80^\circ$ содержат 38% газа и всего 10% нефти, а структуры с простиранением $100-120^\circ$ — 37% газа и 13% нефти. Такое распределение запасов нефти и газа, по-видимому, объясняется различной историей развития структур.

Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований

Геофизические исследования, направленные на изучение глубинной тектоники Ферганской депрессии (в основном на поиски погребенных нефтегазоносных структур и углеперспективных площадей), стали применяться в 30-х годах нашего столетия. К настоящему времени в Фергане проведен громадный объем структурных геофизических работ, больше, чем в какой-либо другой межгорной впадине Советского Союза. Работы выполнялись под руководством и при непосредственном участии большой группы геофизиков, среди которых необходимо особо отметить Ю. Н. Година, Б. С. Вольвовского, И. С. Вольвовского, Г. П. Ефимова, И. И. Крейнса, И. М. Мелькановицкого, Б. Б. Таль-Вирского и А. А. Пака.

В 1958—1961 гг. нами было произведено обобщение геофизических материалов предгорной и адырной полосы восточной половины Ферганской депрессии¹. Целью работы были критический анализ ранее проведенных геофизических работ, построение сводных геофизических и структурных карт и выработка рационального комплекса геофизических методов для дальнейших структурных исследований. Настоящая статья содержит основные данные по глубинному геологическому строению, полученные при анализе геофизических материалов, и излагается тектоническое строение складчатого палеозойского основания Ферганской впадины и мезозойско-кайнозойского слабодислоцированного покрова.

Относительно тектонического строения погребенного палеозойского основания Ферганы и его взаимосвязи с окружающим горным обрамлением в геологической литературе известны несколько точек зрения. Согласно одной из них, в частности А. В. Пейве (1938), Фергана рассматривается как самостоятельная тектоническая область. По тектоническому районированию А. Б. Вонгаза (1958) северная часть фундамента Ферганской впадины отнесена к Фергано-Кураминской, а южная — к Карачатырской подзонам. Некоторые геологи относят всю Фергану к Срединному Тянь-Шаню. Существует точка зрения (Огнев и др., 1958), согласно которой Ферганскую депрессию относят почти полностью к Южному Тянь-Шаню, а границу между Южным и Срединным Тянь-Шанем проводят по Северо-Ферганскому разлому. Рассмотрим, какая из этих точек зрения наилучшим образом подтверждается геофизическими данными.

¹ Работа проводилась тематической группой Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Кургизской ССР и Средне-Азиатского института геологии и минерального сырья под научным руководством И. М. Мелькановицкого.

Имеющиеся сведения по магнитным свойствам горных пород Ферганской депрессии и ее горных обрамлений, а также результаты аэромагнитных съемок над палеозойскими обнажениями позволили установить, что источником магнитных аномалий являются изверженные породы домезозойского возраста. Как осадочные, так и метаморфические породы палеозоя и весь комплекс мезозойско-кайнозойских отложений практически немагнитны. В Чаткало-Кураминской горной стране большим значением магнитной восприимчивости обладают гранодиориты ($1000 - 3000 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Гранодиориты широко распространены по юго-восточному склону Кураминского хребта и занимают огромные площади.

В северных отрогах Южного Тянь-Шаня гранодиориты, как правило, немагнитны. В Южной Фергане источником полосовых магнитных аномалий являются основные и ультраосновные тела. Таким образом, довольно однозначно устанавливается, что гранодиориты кураминского типа по своим магнитным свойствам отличаются от таковых для северных отрогов Южного Тянь-Шаня (Мелькановицкий, 1962).

При рассмотрении карты изодинам Z_a (ΔTa) видно, что на большей части закрытой территории Ферганской депрессии фиксируется нормальное магнитное поле интенсивностью ± 50 гамм, на фоне которого в юго-восточной части впадины встречаются локальные магнитные аномалии, имеющие в основном широтное или близкое к нему простирание. Резко очерченные аномалии значительной интенсивности (300—1000 гамм) фиксируются в пределах гор Моголтау и на юго-восточном склоне Кураминского хребта. Они обусловлены гранодиоритами верхнего палеозоя. Далее к югу наблюдается нормальное магнитное поле; в местах перехода предполагается крупное тектоническое нарушение — Северо-Ферганский разлом, ранее намеченный А. С. Аделунгом (Абдуллаев, Аделунг, Воронич, 1958) по геологическим признакам. Крупных высокоинтенсивных аномалий, подобно Кураминским, южнее Северо-Ферганского разлома не отмечается. Исключение представляет Кокандская положительная аномалия, природа которой не ясна. Ее простирание близко к широтному. Интенсивность достигает 300 гамм. Причиной этого могут быть как интрузивные, так и эффузивные породы.

Восточная часть Южной Ферганы характеризуется полосовыми магнитными аномалиями, которые простираются в широтном направлении и имеют интенсивность порядка 700—800 гамм. Эти аномалии обусловлены основными или ультраосновными магматическими породами, местами обнажающимися на поверхности, а в других местах залегающими на сравнительно небольшой глубине.

Таким образом, высокоинтенсивных аномалий, подобных аномалиям Чаткало-Кураминского обрамления, в Ферганской депрессии не выявлено. Поэтому можно считать, что в составе палеозойского основания Ферганы практически отсутствуют гранодиориты кураминского типа, так широко распространенные в ее северном обрамлении. Следовательно, можно утверждать, что палеозойское складчатое основание Ферганы по своим структурно-фациальным особенностям сходно с Туркестано-Алайской горной страной (рис. 1). Последнее находит подтверждение в тектонической схеме В. Н. Огнева, П. Д. Виноградова, Е. И. Зубцова (1958). При этом характерно, что оси магнитных аномалий имеют явно выраженное широтное простирание, аналогичное простиранию структур Алай-Кокшаальской зоны Южного Тянь-Шаня.

Другим немаловажным фактом, подтверждающим высказанные предположения, является сопоставление мощностей палеозойских толщ по продольному профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с геологически известными мощностями пород этого возраста по Кураминскому хребту и Туркестано-Алайской горной стране. По про-

филю ГСЗ мощность палеозойских толщ относительно постоянна и оценивается в 8—15 км (Вольвовский и др., 1962). Эта цифра гораздо ближе соизмерима с мощностью палеозойских толщ Туркестано-Алая, чем Кураминского хребта, где мощность таких резко сокращена.

Обширный материал по изучению глубинного геологического строения мезозойско-кайнозойского покрова Ферганы накоплен в результате региональных гравиметрических съемок, дополняемых и уточняемых данными сейсмо- и электроразведки.

Наблюдаемое гравитационное поле представляет собой, как известно, суммарный аномальный эффект от всех плотностных границ геологического разреза. Многочисленные определения плотности горных пород депрессии, выполненные за последние годы как по образцам, взятым из керна, так и из обнажений, позволяют выделить в мезозойско-кайнозойском разрезе Ферганы две основные плотностные границы. Первая граница приурочена к подошве неоген-четвертичных грубообломочных отложений и характеризуется избыточной плотностью порядка $-0,2 \div -0,3 \text{ г/см}^3$, вторая (основная региональная граница) — к контакту палеозоя и мезозоя с избыточной плотностью $+0,3 \div +0,5 \text{ г/см}^3$. Кроме того, для большинства изученных плотностных разрезов депрессии, особенно ее южной зоны, выделяется еще одна граница раздела плотностей между меловыми породами, характеризующимися повышенными значениями средней плотности (порядка $2,3-2,5 \text{ г/см}^3$) и осадками палеогена и массагетского яруса неогена ($2,0-2,2 \text{ г/см}^3$). Эта граница усиливает аномальный гравитационный эффект, обусловленный контактом палеозоя и мезозоя. Особое значение приобретает она для фиксации складок срыва, где палеозойская граница в создании аномального эффекта не участвует.

Кроме названных, заметное влияние на величину гравитационных аномалий оказывают глубинные границы раздела земной коры, главным образом граница Мохоровичича. Ими создается интенсивный региональный гравитационный фон, связанный с увеличивающейся толщиной земной коры в сторону Памира.

Для разделения гравитационного поля на основные составляющие нами построены карты локальных аномалий, полученные методом осреднения исходных материалов. Осреднение проведено квадратной палеткой со сторонами в 40 и 100 км в масштабе карт. Согласно расчетам Л. Н. Тихонова и Ю. Д. Буланже (1955), осредняются (с точностью до 5%) аномалии, возмущающий центр масс которых находится на глубине, равной $\frac{1}{6}$ части максимального радиуса R палетки. Следовательно, составляя серию карт локальных аномалий, построенных с различными радиусами (или сторонами) осредняющих палеток, можно изучать тектоническое строение района на нескольких срезах. Приблизительно считаем, что карта при максимальном радиусе палетки, равным 8 км, отражает тектоническое строение верхней части мезозойско-кайнозойского разреза на глубине порядка 1,0—1,5 км. Карта при $R = 40 \text{ км}$ является в условиях исследуемого района основной; она отображает поведение рельефа палеозойского основания (на глубине до 6—8 км). Наконец, карта при $R = 100 \text{ км}$ фиксирует поведение глубоких границ раздела земной коры.

Рассматриваемый район включает различные тектонические элементы, что получило отражение на картах локальных аномалий. Четко выделяются два господствующих направления изоаномал: северо-восточное и широтное. Первое фиксируется в пределах Наманганской площади, а также на юге, севернее хребта Кара-Чатыр, второе отмечается в пределах Нарынской моноклинали. Региональные направления изоаномал согласуются с направлениями горных массивов: на северо-западе и юге с северо-восточным направлением Кураминского хребта и хребта



Рис. 1. Схема тектонического районирования складчатого основания Тюркостанской Азии. Составил И. М. Мельниковский по материалам тектонической карты СССР 1956 г. с дополнениями в закрытых областях по данным геофизических исследований

1 — области выхода на поверхность каледонид северной зоны Тянь-Шаня; 2 — депрессионные области с каледонским складчатым основанием; 3 — области выхода на поверхность герцинид средней зоны Тянь-Шаня; 4 — депрессионные области с герцинидским складчатым основанием для той же зоны; 5 — области выхода на поверхность герцинид южной зоны Тянь-Шаня; 6 — депрессионные области с герцинидским складчатым основанием для той же зоны; 7 — области выхода на поверхность альпид Памира; 8 — области передовых прогибов альпидской складчатой зоны Памира; 9 — границы между структурно-тектоническими зонами (как правило, глубинные разломы); 10 — области выхода на поверхность ингузских пород

Кара-Чатыр, а на северо-востоке — с широтным направлением отрогов Ферганского хребта.

По направлению от бортов к центру депрессию отмечает ряд локальных гравитационных относительных максимумов и минимумов. В районе горы Каратау фиксируется Каратауский максимум силы тяжести. Северо-восточная периклиналь максимума направлена к полосе выходов палеоген-массагетских отложений Нанайской впадины. Севернее этих выходов установлен выступ палеозойского основания, который, по-видимому, протягивается от гор Каратау. Он проявляется на всех трех названных выше картах локальных аномалий.

К северу от Каратауского максимума расположен Западно-Нанайский минимум силы тяжести. Он четко очерчивается в западной части Нанайской впадины. На юго-западе максимум замкнут, на северо-востоке открыт. Далее к северо-востоку наблюдается Восточно-Нанайский минимум, который отображает асимметричное строение этой части впадины. Северный борт ее — крутой, южный — более пологий. Наиболее погруженные участки впадины приурочены к северо-восточному борту. Нанайская впадина четко ограничивается от Наманганской площади разрывным нарушением, проходящим в основании юго-восточной периферии массива Босбутау и Баястанского барьера. В северо-восточной части нарушение выявлено при геологической съемке, далее на юго-запад оно прослежено по данным электроразведки и гравиметрии (рис. 2). Нарушение представляет северо-восточное окончание известного Северо-Ферганского разлома. В зоне Баястанского барьера, а также по северо-западному борту массива Босбутау наблюдается непосредственное налегание сохско-бактрийских галечников и конгломератов на палеозой.

К северу от линии антиклинальных складок Чуст — Пап — Наманган — Карагундай фиксируется обширный минимум силы тяжести. С северо-запада он ограничен Босбутауским массивом, с юго-востока — Карагундайской антиклиналью. Минимум протягивается в юго-западном направлении, очерчивая прогиб складчатого основания между Босбутау и Карагундайской антиклиналью и заканчиваясь несколько северо-восточнее Чуста. Через небольшой ундуляционный пережим минимум прослеживается далее на юго-запад и затем уходит за границы карты. Минимум соответствует Шайданско-Пишкаранской впадине, выделенной О. А. Рыжковым (1959). Шарнир впадины погружается на юго-запад. К югу от минимума отчетливо фиксируется зона положительных гравитационных аномалий. Зона состоит из трех разобщенных максимумов силы тяжести: Карагундайского, указывающего направление подземного продолжения Карагундайской антиклинали; Наманганского, отмечающегося в западной части оси одноименной складки, и Чуст-Папского, зафиксированного несколько южнее оси Чуст-Папской антиклинали. Интересно отметить, что сейсмическими работами в палеогеновых отложениях Наманганская складка не подтверждена. Однако, по данным гравиметрии, здесь имеется выступ палеозойского основания. Выделенная зона положительных гравитационных аномалий хорошо увязывается с Самгарской антиклинальной зоной О. А. Рыжкова.

В нижнем течении р. Нарын зафиксирован Южно-Нарынский максимум силы тяжести, обусловленный мощными скоплениями галечников сухой дельты Нарына. Вверх по течению максимум сменяется Нарыньским минимумом, отображающим прогиб складчатого основания. Минимум и максимум приурочены к Нарынской впадине; последняя подтверждена данными электро- и сейсморазведки. На наш взгляд, эта впадина является западной границей Нарыньской моноклинальной зоны О. А. Рыжкова. Он же протягивает ее далее на северо-запад, включая в нее Карагундайскую антиклиналь. Последнюю вполне естественно включить в Самгарскую антиклинальную зону.

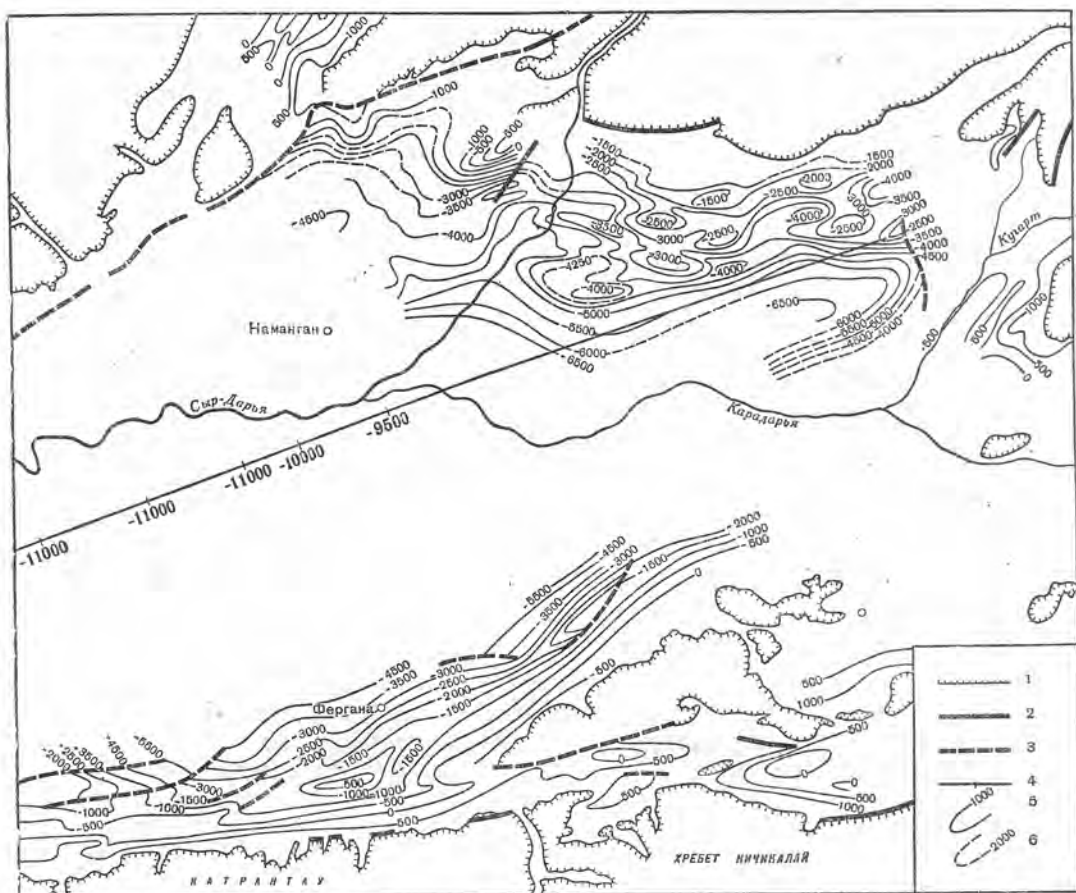


Рис. 2. Карта рельефа поверхности складчатого основания периферийной части востока Ферганской впадины. (Составил А. С. Орловский по материалам Узбекского геофизического треста, УГ и ОН при Совете Министров КиргССР и других организаций)

1 — выходы палеозойских пород на поверхность; 2 — разрывные нарушения, установленные по геологическим данным; 3 — разрывные нарушения, установленные по геофизическим данным; 4 — профиль ГСЗ с абсолютными отметками поверхности складчатого основания; 5 — изогипсы рельефа складчатого палеозойского основания в метрах по точным данным; 6 — то же по неточным данным

Строение Нарынской моноклиальной зоны представляется в следующем виде. Северо-восточнее г. Андижана протягивается Кокан-Кишлакский минимум силы тяжести, фиксирующий наиболее погруженную часть зоны. Наоборот, к северо-западу от минимума наблюдается положительное гравитационное поле. Следовательно, палеозойский цоколь несколько приподнят в этом месте. Интересно, что как раз к этому месту и приурочена группа Майли-Суйских складок.

К северу от Чигирчикской складки четко проявляется Базар-Курганский минимум силы тяжести, отображающий северо-восточное окончание собственно Ферганской депрессии. С этой позиции Найманско-Ачисайская зона О. А. Рыжкова, по-видимому, проведена недостаточно обоснованно. Ее следовало бы, на наш взгляд, ограничить Чигирчикской складкой, а группу Ачисайских складок, если это не противоречит другим тектоническим признакам, отнести к Ферганской моноклиальной зоне.

В междуречье Кара-Унгура и Кугарта расположен чрезвычайно интенсивный максимум силы тяжести. Его положение соответствует выходам мела и палеогена Ачисайской группы складок. В юго-западной ча-

сти максимума фиксируется зона сгущения изоаномал, которая обусловлена скорее всего разрывным нарушением (либо флексурой). Подходя к р. Кара-Унгур с северо-запада и к р. Кугарт с юго-востока, нарушение затухает. Об этом нарушении косвенно свидетельствуют также результаты электроразведочных работ (глубины до поверхности палеозоя несколько западнее выходов мела и палеогена достигают 4—5 км; рис. 2). Таким образом, по разрывному нарушению Нарынская моноклираль на востоке отделяется от Сузакского тектонического поднятия или Найманско-Ачисайской зоны О. А. Рыжкова.

Очень четко на картах локальных аномалий фиксируется зона положительных максимумов силы тяжести, соответствующих Карачатырскому хребту и его подземному продолжению, разворачивающемуся на северо-восток через палеозойский массив Суганде к Сюреньтюбе. Следовательно, гравиметрические данные подтверждают точку зрения О. С. Вялова (1947) о том, что между хребтом Карачатыр и массивом Сюреньтюбе существует диагональная перемычка приподнятого залегания палеозойского основания, отделяющая с северо-запада Куршабскую впадину от Ферганской.

В южной части изученной территории простирается зона межгорных впадин, состоящая из Наукатской котловины на востоке и Ляканской впадины на западе. Эти впадины не являются отдельными локальными прогибами, а представляют выполненную мезозойско-кайнозойскими отложениями крупную депрессию сложного строения, в пределах которой можно выделить несколько более мелких структурных элементов. Наиболее сложное строение фиксируется в западной части Наукатской котловины. Здесь выделяется ряд мелких антиклинальных и синклиналиных складок широтного и северо-восточного простирания, зачастую осложненных дизъюнктивными нарушениями. Основное звено в этой сложной тектонике составляет Караван-Кокджарская депрессия, примыкающая к южному склону западного окончания хребта Кара-Чатыр. Максимальный прогиб депрессии составляет 1250 м. Северное крыло ее ограничено разрывным нарушением с амплитудой порядка 500—700 м. Четвертичные отложения депрессии примыкают к палеозойским выходам хребта Кара-Чатыр по тектоническому контакту. К югу Караван-Кокджарская синклиналь сменяется антиклиналью, представляющей подземное продолжение Чумчулукской антиклинали на северо-восток. Эта антиклиналь далее через небольшой ундуляционный прогиб переходит в Кызыл-Кунгейскую антиклиналь. Следовательно, Чумчулукскую и Кызыл-Кунгейскую антиклинали можно рассматривать как единый положительный структурный выступ, отделяющий Караван-Кокджарскую депрессию от расположенной к югу Тахтекской мульды.

Для Тахтекской мульды характерны вытянутые в северо-восточном направлении мелкие положительные и отрицательные складки. Примерно половину территории мульды занимает синклиналиная складка. Осевая часть ее имеет дополнительную гофрировку слоев, северо-восточное периклиналиное окончание обрезано тектоническим нарушением. Максимальные глубины до поверхности палеозоя составляют 1000—1250 м. Южнее фиксируется относительно узкий антиклинальный перегиб слоев, протягивающийся почти на всю длину Тахтекской мульды. В восточной периклиналиной части перегиб подтвержден скважинами. Поверхность палеозойского основания в пределах антиклинали залегает на глубинах, не превышающих 250 м.

Восточная часть Наукатской впадины представляет обширную синклиналиную структуру, осложненную складчатостью низших порядков. Она имеет асимметричное строение: северный борт ее крутой, южный — пологий. Впадина образована комбинацией двух синклиналиных складок, разделенных в восточной части антиклиналью. Максимальные

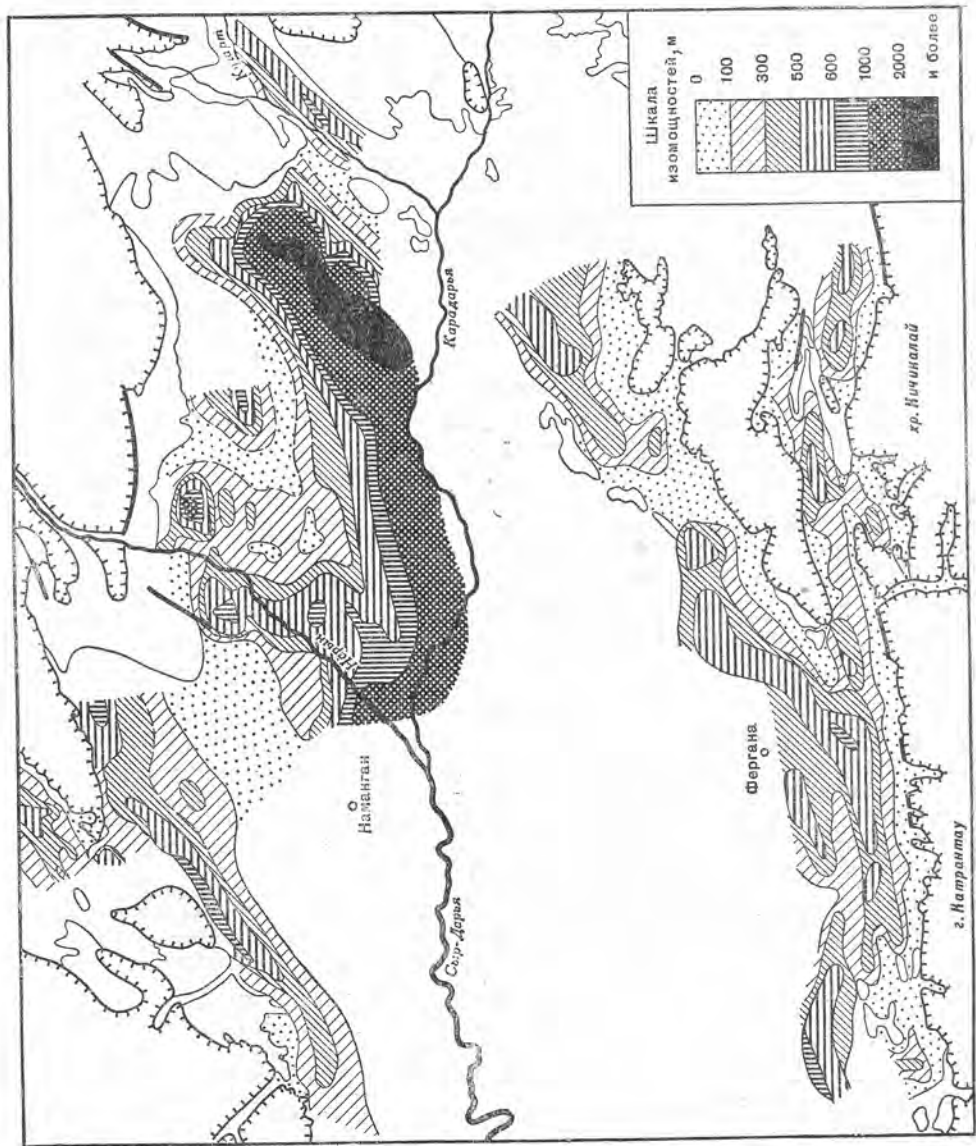


Рис. 3. Карта равных мощностей покровных грубообломочных отложений № 2 — Q периферийной части востока Ферганской впадины. (Составил А. С. Орловский по материалам Узбекского геофизического треста, УГ и ОН при Совете Министров КиргССР и других организаций)

Условные обозначения см. на рис. 2

глубины до поверхности палеозоя в исследованной части впадины составляют 1500 м. Необходимо отметить, что антиклиналь в центре впадины по данным гравиметрии не отмечается, она не совсем надежно фиксируется и по данным электроразведки, но проявляется на поверхности в неоген-четвертичных отложениях.

Ляганская впадина также характеризуется асимметричным строением. Наиболее глубокая часть впадины фиксируется юго-восточнее Чимионской антиклинали (2250 м). Восточнее среднего течения р. Шахмардан впадина разветвляется. Одна часть ее меняет свое простирание на северо-восточное и отделяет Аувальскую нефтеносную антиклиналь от подземного продолжения хребта Кара-Чатыр, другая — переходит в Караван-Кокджарскую депрессию. Северное крыло впадины ограничивается серией брахиантиклинальных складок, почти непрерывной цепью протягивающихся в адырной зоне.

Тектоническое строение центральной части Ферганской депрессии хорошо проявляется на картах локальных аномалий, особенно при $R = 100$ км. Наиболее погруженные участки депрессии зафиксированы юго-западнее г. Намангана, западнее городов Андижана и Ферганы. Первый прогиб подтвержден профилем ГСЗ, по данным которого суммарная мощность мезозойско-кайнозойских осадков составляет примерно 11 км (Вольвовский и др., 1962).

К большинству выделенных зон прогибов палеозойского складчатого основания приурочены и максимальные мощности неоген-четвертичных конгломератов и галечников (рис. 3). Так, обширная зона распространения покровных грубообломочных фаций отмечается в восточной части Нарынской моноклинали и тяготеет к дельте р. Кара-Унгур. Максимальная мощность фаций достигает 3000 м. Необходимо подчеркнуть, что изучаемая толща пород литологически не однородна; если в верхних частях ее обычно наблюдаются сплошные галечники и конгломераты, то книзу появляются прослои песчаников и глин.

Другая обширная зона распространения галечников приурочена к пойме р. Нарын. Мощность галечников в пределах этой зоны варьирует от 100 до 1000 м. Грубообломочные покровные фации отсутствуют в пределах северо-восточного окончания Самгарской антиклинальной зоны. Следовательно, эта область уже в неоген-четвертичное время представляла собой приподнятую зону.

Таким образом, геофизические методы разведки в совокупности с другими методами геологических исследований с большой эффективностью помогают раскрыть глубинное геологическое строение Ферганы.

Л и т е р а т у р а

- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич Б. А. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геол., 1962, № 1.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Вялов О. С. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносных районов Средней Азии, т. I. Ферганская депрессия. Л.— М., Гостоптехиздат, 1947.
- Мелькановицкий И. М. Глубинное геологическое строение Приташкентского района и сопредельных площадей по данным геофизических исследований.— Сов. геол., 1962, № 2.
- Огнев Н. В., Виноградов П. Д., Зубцов Е. И. Тянь-Шаньская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Гостеолтехиздат, 1958.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д. Об осреднении гравиметрических полей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1945, № 2.

Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования

Основные теоретические положения доклада излагались в ряде статей и обобщены в опубликованной в 1960 г. работе «Ядерная теория развития земной коры».

На совещании 1957 г. в Ташкенте по геологическому районированию Средней Азии я посвятил специальный доклад истории этого районирования. Было выявлено принципиальное сходство, или взаимодополняемость, основных, предложенных ранее схем расчленения регионов материкового складчатого основания в Средней Азии. Тем не менее необходимо уточнить понимание складчатого основания и стадийности его развития (Попов, 1959, 1960₁) по современным геофизическим представлениям, свидетельствующим о коренных различиях океанической и материковой земной коры.

Образованию складчатого основания предшествуют внутриокеанские стадии развития земной коры. Они характеризуются обильными извержениями базальтовой магмы, вызывающими нарастание нижнего, т. е. базальтового, слоя земной коры. За счет разрушения последнего образуются осадочные покровы. Средний состав пелитовых океанических илов (Полдерварт, 1957), так же как средний состав соответствующих им древнейших архейских парагнейсов р. Алдан (Фролова, 1951) и Канады (Gill, 1950), отвечает составу базальтов, точнее — кварцевых базальтов.

Остаточные окна океанической базальтовой коры, почти или вовсе лишенной гранитного слоя, по геофизическим данным сохранились в Южнокаспийской, Черноморской и Средиземноморской впадинах (Муратов, 1962), в Мексиканском заливе и др. Такие окна окружаются окраинами активно разрастающейся материковой земной коры, характеризующейся появлением достаточно мощного гранитного слоя (например, в Большом Кавказском хребте — 28 ÷ 5 км). Южнокаспийское окно океанической коры окружается альпийскими горноскладчатыми поясами, включающими Большой Кавказ и Копет-Даг на севере, а также дугу Эльбурса на юге.

В разрастании окраин континентов четко обособляются три окраинно-материковые стадии развития земной коры, последовательно сменяющие одна другую:

1) древнейшая орогенная (по С. С. Шульцу), или панорогенная (по В. И. Попову, 1959, 1960₁), стадия, на которой зарождается складчатое основание материков;

2) панплатформенная стадия, выделенная в Тянь-Шане А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950), характеризуется значительным выравниванием панорогенных горноскладчатых систем;

3) так называемая геосинклинальная стадия¹, когда завершается образование складчатого основания, включая гранитный слой, точнее кристаллический фундамент (по Ч. Лайелю) и вышележащий цоколь материков (Попов, 1958).

Цоколь материков интенсивно дислоцирован и заметно метаморфизован преимущественно в условиях эпизоны, так как он развивался параллельно с формированием катаметаморфизованного кристаллического фундамента².

Геосинклинальную окраинноматериковую стадию переживает сейчас альпийский пояс в Средней Азии, включая Южный Памир и Копет-Даг. К настоящему времени здесь уже сформировалось складчатое основание материка и закрылись геосинклинали. Через геосинклинальную стадию, а также через предшествующую панаплатформенную стадию уже прошли ранее расположенные севернее более древние пояса Средней Азии: варисский (Северный Памир, Южный и Средний Тянь-Шань, Каракумы) и каледонский (Северный Тянь-Шань и Центральный Казахстан). В настоящее время варисский и каледонский пояса проходят внутриконтинентальные стадии развития, которые начинаются после завершения образования консолидированного складчатого основания материков. В это время образуются внутриматериковые покровные формации, которые вследствие этого метаморфизованы и дислоцированы гораздо слабее, чем формации складчатого основания.

Нередко внутриконтинентальные стадии и отвечающие им формации объединяются под названием платформенных. Однако термин этот понимается излишне широко³. В противовес этому все чаще высказывается мнение, что среди послегеосинклинальных стадий и формаций, помимо типичных платформенных процессов и стадий (аналогичных проявившимся в палеозое, мезозое и кайнозое на Русской равнине), необходимо выделять и другие, гораздо более активные внутриконтинентальные. В частности, такие стадии характеризовались внутриконтинентальным послегеосинклинальным магматизмом и потому отличались сопутствующими ему интенсивными внутриконтинентальными горообразовательными глыбово-складчатыми процессами.

Автор выделяет три внутриконтинентальные стадии, последовательно сменявшие одна другую: 1) постумную, 2) платформенную и 3) послеплатформенную⁴.

1. Первая внутриконтинентальная, или постумная, стадия под таким названием была выделена Э. Зюссом и упоминалась Э. Арганом (1935). М. А. Усов (1940) называл ее сибиретипной. Понимание этой стадии

¹ Укоренившееся название «геосинклинальная стадия» не отражает существа происходящих в эту стадию процессов и разными исследователями понимается различным образом, но чаще всего в том же смысле, как и автором.

² Развитие кристаллического фундамента характеризуется полиметаморфичностью, т. е. многократным последовательным паложением разновозрастных метаморфических процессов и параллельных им интрузий гранитоидов. Возраст складчатого основания, судя по данным измерений абсолютного возраста, определяется временем его последнего метаморфизма, который совпадает с активным внедрением калневых гранитоидных интрузий. Так, среди южнопамирских докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов (по М. Х. Хамидову) известны процессы ослюденения и слюдяные пегматиты Ляджвар-Дары, имеющие возраст 1400 млн. лет, но время метаморфизма (по Буданову, Месхи и др.) здесь такое же — ларамийско-альпийское (55—15 млн. лет), как и время последних многофазных интрузий. Аналогичные данные имеются и по другим регионам.

³ Например, на II Всесоюзном тектоническом совещании в г. Душанбе к числу образований не геосинклинального, а платформенного типа Д. П. Резвой и Ю. М. Шейнманн предложили относить даже такие высочайшие горные системы, как Гималаи. Однако против этого энергично возражало большинство выступавших на этом совещании (М. В. Муратов, Л. Б. Вонгаз, А. А. Богданов, автор и др.).

⁴ По-видимому, две последние стадии могут повторно чередоваться одна с другой, что устанавливается в развитии древнего Африканского континента (Дю Тойт, 1957).

для Средней Азии и Казахстана уточнено автором статьи. Она следует за геосинклинальной стадией и предшествует платформенной. Поэтому другие исследователи называли ее то переходной, то парагеосинклинальной (по В. В. Белоусову), относя к последней, например, мезозойские отложения Южного Таджикистана (С. А. Захаров); а также и субгеосинклинальной и субплатформенной (полуплатформенной, параплатформенной). К последним, в частности, предлагалось относить средне- и верхнепалеозойские осадочные, эффузивные и интрузивные формации Центрального Казахстана.

Постумные формации отличаются от последующих платформенных рядом признаков. Во-первых тем, что нередко содержат разнообразные и иногда обильные магматические и пневмато-гидротермальные образования. Во-вторых, они характеризуются гораздо большей контрастностью вертикальных тектонических движений, относящихся еще к горообразовательному или переходному режиму и приобретающих глыбовый характер. В-третьих, в связи с этим отличаются более значительной скоростью накопления осадков в прогибах, измеряемой десятками, сотнями, реже тысячами метров за 1 млн. лет. В-четвертых, для формаций постумной стадии нередко характерна значительная дислоцированность.

Постумная стадия уже повсюду завершена в варисском и каледонском орогенных поясах Средней Азии.

2. Вторая внутриконтинентальная, или платформенная, стадия отличается от постумной отсутствием автохтонных магматических формаций, а также предельным ослаблением вертикальных тектонических движений, приобретающих поэтому равниннообразовательный характер и сопровождаемых крайне замедленным накоплением осадков (скорость их накопления в прогибах не превышает 10—15 м за 1 млн. лет). По подсчетам А. Б. Рогова (1949), с такими скоростями откладывались палеозойские, мезозойские и кайнозойские формации Русской платформы, которые поэтому можно принять за эталон платформенных отложений. В Средней Азии с такими платформенными скоростями повсеместно отлагались палеогеновые осадки в Тянь-Шане, а также мезозойские и кайнозойские на Туранской низменности, Устюрте, в Аральской и Тургайской впадинах и в Центральном Казахстане. Все они практически лишены магматических формаций (за исключением прослоев принесенных издалека вулканических пеплов). Только эти отложения Средней Азии относятся автором к платформенным.

3. Последняя внутриконтинентальная, или послеплатформенная (постплатформенная), стадия снова характеризуется активизацией вертикальных тектонических движений. Она особенно наглядно проявилась в Тянь-Шане и на Памире в неогене. Эти движения, как и в постумной стадии, снова приобретают глыбовый характер, в связи с чем скорость накопления осадков возрастает до нескольких десятков, сотен, реже тысяч метров за 1 млн. лет.

Спорадически проявляется магматизм, хотя и не с такой интенсивностью, как в одновременно происходящих или предшествующих извержениях магмы в смежных окраинноматериковых поясах (например, в Гималаях, Кунь-Луне, Тибете).

Послеплатформенная стадия, в сущности, была выделена в Азии еще в многочисленных работах В. А. Обручева, а также Д. В. Наливкина (1936) и позднее автора (Попов, 1938) под названием «адепрессивной стадии». Более удачный термин «послеплатформенная (постплатформенная) стадия» был независимо предложен автором и О. А. Рыжковым. Позднее В. Е. Хаин предложил называть ее «эпиплатформенной», но этот термин соединяет корни, заимствованные из разных языков — греческого и латинского и потому не может быть принят в научной терминологии.

Учитывая уже отмеченное ранее значительное развитие на Памире новейших мел-палеогеновых магматических формаций, можно связать с последними зарождение новейшей памирской волны послеплатформенных горообразовательных процессов, которая позднее, в неогеновом и четвертичном периодах, распространилась к северу, в хребтах Тянь-Шаня (Попов, 1938).

Обратимся теперь к районированию складчатого основания. При этом в основу дальнейшего расчленения разновозрастных орогенных поясов складчатого основания кладется понятие о структурно-формационных зонах¹, введенное автором (Попов, 1938) и развитое В. А. Николаевым, Н. М. Сеницыным (1949, 1957₂), Д. П. Резвым (1958, 1960), Е. И. Зубцовым (1956), В. Г. Королевым (1961), М. М. Кухтиковым (1958, 1962), П. Д. Виноградовым, Б. П. Бархатовым (1962), Е. Д. Карповой, Н. К. Морозенко и многими другими.

Среди различных формаций, слагающих структурно-формационные зоны, автором на первый план выделяются магматические. Они являются показателем развития магматических слоев — базальтового и гранитного, которые слагают основу земной коры. Кроме того, извергаясь из недр Земли к ее поверхности, магма стимулирует первичные ее вертикальные колебания, поднятия и опускания глыб, а с ними и вторичные деформации — разрывные и складчатые. В частности, разделение альпийского, варисского и каледонского поясов Средней Азии обусловлено сменой соответствующих магматических циклов (Николаев, 1930; Попов, 1938). Поэтому в основу разделения структурно-формационных зон должен быть положен магматектонический подход. В связи с соображениями, отчасти изложенными выше, термин «магма-тектонический процесс»², выдвигающий на первый план развитие магмы, представляется более правильным, чем широко распространенный более поздний термин «тектонно-магматический процесс».

Применяя магма-тектонический подход при геологическом районировании Средней Азии, можно все выделявшиеся здесь многочисленные и иногда очень дробные структурно-формационные зоны складчатого основания подразделить на два главных типа: 1) ядра роста материковой земной коры и 2) междуядерные ее зоны. Важнейшие признаки тех и других указаны в табл. 1, кроме того, те же признаки рассматриваются в работе автора (Попов и др., 1955).

Ядра — это замкнутые со всех сторон активные магматические центры развития земной коры, наиболее насыщенные продуктами кислой магмы, а также основной базальтовой. В ядрах развиты брахискладки и мозаика сбросовых блоков. Линейно-вытянутые междуядерные зоны, разделяющие собой и окружающие ядра, представляют остаточные геосинклинальные прогибы. Они заполняются сносимыми с денудированных ядер значительно более мощными филлитизированными, аспидными, флишевыми, а также карбонатными, шлировыми, молассовыми и отчасти спилито-кератофировыми формациями.

Структуры в междуядерных зонах линейные, продольные, нередко образуют конформные с ядрами изгибы (сигмоиды) и виргации. Эти особенности иллюстрирует рис. 1.

Противопоставление ядер и междуядерных зон было намечено И. В. Мушкетовым, обособившим гранит-порфировую осевую дугу Тянь-Шаня и Южно-Тянь-Шаньскую сланцевую, включающую диабазовый Ферганский хребет. Многократное чередование этих двух типов регионов, столь резко отличающихся по составу магматических формаций, под

¹ Структурно-формационные зоны часто называются структурно-фациальными, хотя фация представляет среду образования формаций.

² Термин «магматектоника» был предложен еще Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1888).

Некоторые главнейшие отличия ядерных и междуядерных участков складчатого основания земной коры

Ядра	Междуядерные зоны
<p>В плане имеют округлую, миндалевидную или неправильную форму, реже вытянутую (у окраин древних материков)</p>	<p>В плане имеют линейно-вытянутую, разветвленную и обтекающую форму, конформную с контурами смежных ядер</p>
<p>Образуют древнейшие поднятия материка, особенно в центральной сердцевине ядра, где нередко обнажается кристаллический фундамент</p>	<p>Образуют длительно существующие впадины, позднее превращающиеся в линейно-вытянутые поднятия; часто отсутствуют выходы кристаллического фундамента</p>
<p>Среднемощные осадочные формации, чаще шлировые и туфогенные молассовые (реже флишевые — в оторочках сердцевины ядер), пятнисто расположенные в плане</p>	<p>Мощные осадочные формации, особенно флишевые, флишоидные, шлировые и молассовые, нередко карбонатные; зонально изменяются в пределах зоны</p>
<p>Всегда обильные, пятнисто расположенные порфиристо-туфовые (липарито-андезитовые) формации, также базальтовые эффузивы (особенно обильны вдоль внешних окраин ядер)</p>	<p>Иногда обильные базальтовые (спилитовые) эффузивы и подчиненные или кератофировые или альбитофировые. Практически почти отсутствуют порфиристо-туфовые формации</p>
<p>Офиолитовые и зеленокаменные зоны вдоль внешних границ ядер</p>	
<p>Крупные неправильные гипабиссальные гранитоидные интрузивы (штоки и батолиты), особенно вдоль внутренних границ ядер</p>	<p>Мелкие штоки гипабиссальных и мезоабиссальных гранитоидов, нередко группирующиеся в цепочки</p>
<p>Связанная с растяжением брахискладчатая тектоника и мозаика различно ориентированных разломов. Линейные складчатые зоны редки и обычно играют подчиненную роль (кроме вытянутых оторочек у сердцевины ядер). Простирания структур изменчивы в плане и изменяются на разных этапах развития складчатого основания и материковых покровов (унаследованное развитие наблюдается в оторочках сердцевины)</p>	<p>Линейно-вытянутые сжатые складки, продольные взбросы, надвиги, иногда шарьяжи. Простирания структур приспособляются к окраинам смежных ядер, образуя при этом дугообразные изгибы, сигмонды и виргации. Развиваются унаследованные по простиранию тектонические структуры в складчатом основании и материковых покровах</p>
<p>Характерно пятнистое расположение выходов формаций на геологической карте, хорошо отражающееся также на картах гравитационных и магнитных аномалий («пятнистые» и «мозаичные» аномалии, положительные и отрицательные, различной величины). Резко выраженные линейно-вытянутые («поясовые») положительные геофизические аномалии наблюдаются только на месте оторочек сердцевины ядра, а также вдоль ограничивающей его внешней офиолитовой зоны</p>	<p>Характерно линейно-вытянутое зональное расположение выходов формаций на геологической карте, хорошо отражающееся на картах гравиметрических и магнитных аномалий («поясовые аномалии»). В целом эти аномалии ослабленные, то положительные, то отрицательные, узкие («морщинистые»)</p>

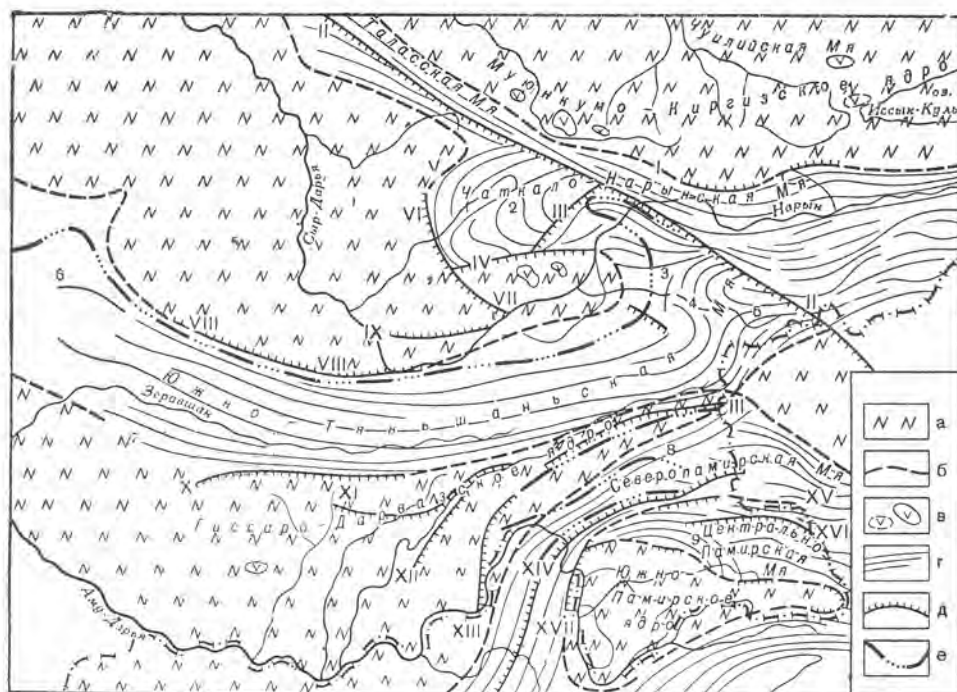


Рис. 1. Структуры ядер и междуядерных зон Тянь-Шаня

а — ядерные участки; б — границы ядерных участков; в — брахмантиклинали доколя ядерных участков; г — простирание складок доколя междуядерных участков; д — главнейшие разломы; е — пояса ультраосновных и основных интрузий.

Цифры на схеме: 1 — Средне-Тянь-Шаньская виргация; 2 — Кураминская сигмоида; 3 — Баубашатинская виргация; 4 — Ферганская сигмоида; 5 — Карадарьинская виргация; 6 — Кызылкумская сигмоида; 7 — Зеравшанская виргация; 8 — Каракульская виргация; 9 — Базардаринская виргация.

Главнейшие зоны разломов и моноклиналиных флексур: I — Сонкульская; II — Таласо-Ферганская; III — Чаткальская; IV — Кассансайская; V — Джебглинская; VI — Угамская; VII — Кумбельская; VIII — Нуратинская; IX — Баштавакская; X — Северо-Гиссарская; XI — Южно-Гиссарская; XII — Вахшская; XIII — Дарвазская (Каракульская); XIV — Ванч-Танымасская; XV — Акбайтальская; XVI — Мургабская; XVII — Пяндж-Бартагская

названием полигенных и моногенных зон было впервые показано автором (Попов, 1938) в поперечном разрезе Памира и в Тянь-Шане.

Распределение во времени и в пространстве фаз образования магматических формаций в варисских ядрах и в междуядерных зонах Северного Памира и Тянь-Шаня показано на рис. 2. На этом рисунке видно, что полигенные ядерные участки по сравнению с междуядерными, как подтверждает их первоначальное название, характеризуются гораздо большим обилием фаз извержения магмы, особенно кислой, выраженных в образовании порфиро-туфовых и гранитоидных формаций.

Гранитоидные формации образуют в ядрах крупные батолиты, а также многофазные малые интрузии (в междуядерных зонах они представлены только штоками). Порфиро-туфовые формации типичны для ядер и практически отсутствуют в междуядерных зонах, кроме изредка встречающихся здесь альбитизированных разностей, сопутствующих альбитизированным диабазам — спилитам.

Интерпретируя подсчеты К. Л. Бабаева (1962) по Тянь-Шаню (табл. 2), можно заметить, что порфиро-туфовые формации в разных ядерных участках слагают от 6—7 до 36% площади, а в междуядерных практически отсутствуют (кроме небольших выходов в чаткальской и таласской зонах). Гранитоидные формации слагают в ядерных участках

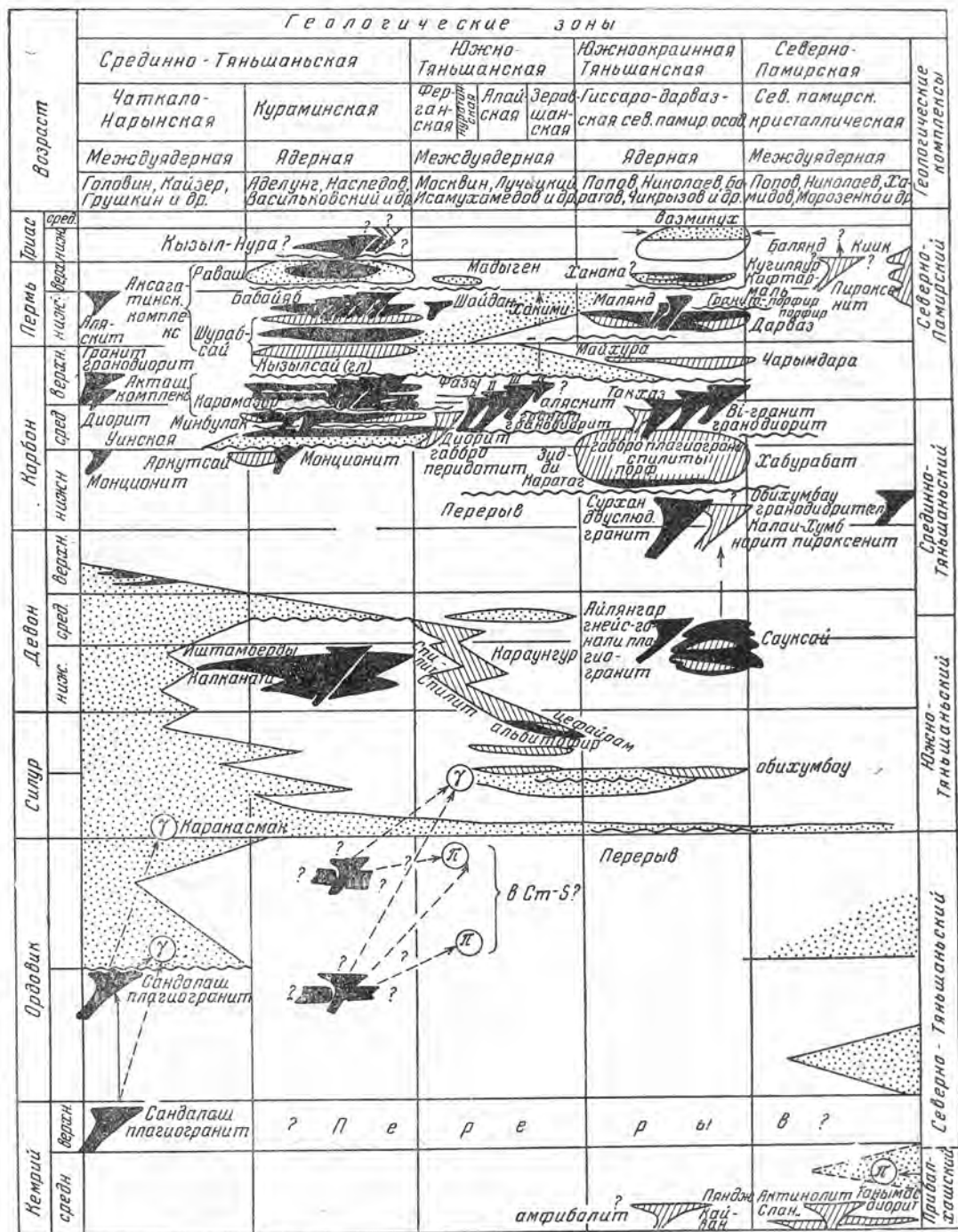


Рис. 2. Возрастное распределение главнейших палеозойских магматических формаций в варисских ядерных и междуядерных участках Тянь-Шаня и Северного Памира (по В. И. Попову, 1954)

Ф о р м а ц и и : 1 — порфиристо-туфовые; 2 — гранитоидные; 3 — диабазовые и спилитовые; 4 — габброидные и перидотито-пироксенитовые; 5 — перерывно-молассовые; 6 — прочие осадочные; 7 — главнейшие несогласия; 8 — возраст требует уточнения; 9 — обломки в гальке гранитоида (γ); 10 — то же порфира, фельзита (π)

(в окраинных их подзонах) от 33,3 до 68,4%, а в междуядерных от 2,1 до 12,9%, иногда снижаясь до 0,1% (Большекаратауская подзона). Лишь в чаткальско-нарынской зоне на долю гранитоидов приходится до 21—44,6%, что объясняется особенностями развития ее в ходе панплатформенной стадии. Основные и ультраосновные интрузивы в ядерных участках почти отсутствуют (редко до 0,2%), а в междуядерных слагают от 0,0—0,4 до 0,7% площади. Основные эффузивы в ядерных участках слагают от 0,1—1,0 до 3,0%, а в междуядерных от 0,3—0,4 до 9—10%. Зато на долю осадочных формаций в ядерных участках приходится только от 21 до 58%, а в междуядерных — от 52 до 99%.

Автор отметил, что полигенные участки являются древнейшими поднятиями разраставшейся в Средней Азии гондванской и ангарской материковой сиалической коры (Попов, 1938). Поэтому в последующих работах полигенные участки были названы ядрами роста материка, а разделяющие их зоны — междуядерными.

На позднейших схемах В. А. Николаева, а также Н. М. Синицына (1949, 1957₂), Е. Д. Карповой и других ядерные участки (например, гиссарский и кураминский) выделены под названием геоантиклинальных зон, а междуядерные — под названием геосинклинальных.

Противопоставления этих же двух типов регионов складчатого основания материка были высказаны В. Г. Мухиным (1936) и А. В. Пейве (1938), которые подчеркнули, что в Средней Азии и Казахстане, помимо линейных геосинклинальных и горноскладчатых зон (отвечающих междуядерным), широко проявились куполообразные и брахигеосинклинальные (соответствующие ядрам).

Во время экскурсий, проводившихся участниками II Всесоюзного тектонического совещания (Путеводитель..., 1962), были пересечены следующие ядра и междуядерные зоны:

1) альпийское южнопамирское ядро, сложенное гнейсами и гранитоидами. С него смыты покровы порфиристо-туфов (судя по гальке из нижнепалеозойских конгломератов Рушанского хребта, по данным М. Х. Хамидова);

2) альпийская центральнопамирская междуядерная зона;

3) варисская северно-памирская междуядерная зона;

4) варисское гиссаро-дарвазское ядро, вскрытое денудацией в дарвазской и гиссарской его окраинах и уходящее под постумные мезозойские покровы Южно-Таджикской депрессии;

5) варисская южнотяньшаньская междуядерная зона;

6) варисское кураминское ядро.

В более северных регионах Средней Азии представлениям о ядрах отвечает, по А. Г. Жильцову (1962), Макбальский купол, а по В. Г. Королеву (1961) — Терской-Кунгейский массив (иссык-кульское ядро).

Последующий опыт геологического районирования Средней Азии показал, что на предложенных разными исследователями схемах такого районирования устойчивым оказалось только расчленение ядер и междуядерных зон. Напротив, количество выделявшихся внутри последних более дробных подзон, например в Южном Тянь-Шане, а также границы этих подзон изменяются у различных авторов и даже у одних и тех же; например, на разных этапах развития поднятия и депрессий — в Алайском хребте, по Д. П. Резвому (1959); в Туркестанском и Зеравшанском, по П. Д. Виноградову (1962).

Поразительная близость структурно-формационных зон, выделенных внутри ядерных участков (или же внутри междуядерных) во время экскурсий участников II Всесоюзного тектонического совещания под руководством М. М. Кухтикова (1962), подтверждена на отрезке между Душанбе и Ленинабадом. В частности, чрезвычайно близки подзоны, выделенные последним внутри северной (гиссарской) окраины гиссаро-

Процентное распределение петрографических формаций по ядерным и междуядерным участкам Тянь-Шаня, по данным К. Л. Бабасва (1962) с изменениями В. И. Попова

Формация	Ядро роста материка и окранный их зона				Междуядерная зона и подзона или участок												
	Писаревская	Кураминское (хребет Кураминский)	Муңкум-Киргизские				Южно-Тянь-Шаньская							Чаткало-Нарынская		Таласская	
			Суамырская	Терекская	Киргизская	Залипийская	Кзылкумская	Зеравшанская	Туркестанская	Нуратинская	Алайская	Восточно-Ферганская	Запано-Кокшалайская	Большая-Тузский участок	Чаткальский * участок	Нарынский	Участок
Гранитоидная	68,4	43	46	44,7	33,8	43,9	8	2,1	9,8	12,9	6,3	4,2	3,3	0,1	21	44,6	5,8
Габброидная	—	—	2,1	0,3	0,3	0,4	—	0,1	0,2	—	0,1	0,3	0,5	—	—	0,1	0,1
Ультрабазитовая	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	1,5	0,3	0,1	0,2	—	—	—	0,1
Порфиро-туфовая	6,3	36	2	3,7	6,7	31	—	—	—	—	—	4,4	—	—	26	0,9	?
Сплитовая и диабазово-порфиритовая	3,0	—	1	—0,1	1,3	1	0,5	—	2	—	6,9	10	3	0,3	0,4	(3,7?)	9
Терригенная и метаморфическая	13,1	12	44	46,4	54	22	72,5	67,3	81	72	39,4	71	60	33	16	46,4	48
Карбонатная	9,2	9	7	5,5	4	0,5	18	30,5	7	13,6	47	23	33	66,6	60	5,5	37

* Частично относится к окранным кураминского ядра.

дарвазского ядра (с юга на север): байсун-кштутская, сурхантауская, мечетлинская и османталинская. Все они характеризуются неглубоко залегающим кристаллическим фундаментом или же сланцево-известняковым цоколем, прорванным обильными гранитоидными интрузиями Гиссарского батолита и его многофазными сателлитами, перекрытыми туфо-молассовыми и порфиристо-туфовыми формациями. Последние относительно полого дислоцированы и разбиты обильными, разнообразно ориентированными разломами.

От названных ядерных подзон очень резко отличаются продольные подзоны, выделенные М. М. Кухтиковым (1962) севернее, в южнотяньшаньской междуядерной зоне. Эти подзоны, напротив, весьма близки одна к другой в структурно-формационном отношении. В частности, сюда относятся такие подзоны (с юга на север): центрально-гиссарская, ягнобская, зеравшано-туркестанская, курганакская, высоких предгорий Алая и карачатырская. Все они сложены мощными, однообразными осадочными формациями, то сланцевыми (шлировыми, аспидными или флишевыми), то карбонатными (с подчиненными основными эффузивами), смятыми в сильно сжатые изоклинальные продольные складки с продольными же надвигами. Гранитоидные интрузивы образуют редко встречающиеся массивы ничтожных размеров (Такфонский, Петинский интрузивы и др.), а кислые эффузивы практически отсутствуют.

Еще севернее начинается кураминское ядро, которое является «близнецом» Гиссаро-Дарвазского (настолько сходны основные принципиальные структурно-формационные особенности обоих ядер).

Для того чтобы проследить продолжения ядер и междуядерных зон из горных районов Памира и Тянь-Шаня на запад, под материковые покровы Туранской низменности и Устюрта, необходимо изучать останцы складчатого основания и учитывать данные буровых работ и особенно геофизические материалы¹.

Ядра характеризуются неправильными пятнистыми положительными и отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями (Попов и др., 1955). В междуядерных зонах те же аномалии имеют «морщинистый» вид, образуя узкие продольные полосы на слабо выраженном, то положительном, то отрицательном фоне. По границам ядер и междуядерных зон часто протягиваются интенсивные поясовые положительные гравитационные и магнитные аномалии, отвечающие офиолитовым зонам.

Используя все имевшиеся ранее геологические и геофизические данные, нами (Попов и др., 1955) были расчленены ядра и междуядерные зоны как в горах, так и на равнинах Средней Азии. Предложенная нами схема почти полностью подтвердилась результатами последующих буровых и геофизических работ.

В частности, глубоким бурением ядерные гранитоидные и порфиристо-туфовые формации впервые были вскрыты на южных окраинах муонкумского ядра, в двух участках долины р. Чу (Л. Н. Вертунов), также в низовьях рек Сыр-Дарья (В. И. Самодуров) и Аму-Дарья (В. М. Лигуша), в Каганской и Газлинской группах складок (А. У. Узаков), в Кугитангау, на Каракумском своде (Г. Х. Дикенштейн) и в Южном Прикарабогазье (Куприн, Мирзаханов, 1962).

Сводки по геофизическим данным подтверждают продолжение кураминской зоны на восток — в Фергане (Орловский, 1962; Таль-Вирский,

¹ Магнитные аномалии удобнее для выявления строения складчатого основания и для его районирования, чем гравитационные, так как покровные формации характеризуются слабой магнитностью и низким объемным весом, поэтому не влияют на относительно интенсивность магнитных аномалий складчатого основания в отличие от гравитационных. Последние снижаются при возрастании мощности покровных формаций, например в Фергане, и потому в значительной мере отражают структуру покровных формаций и поверхности их ложа.

1962) и на запад и северо-запад вдоль р. Сыр-Дарьи (И. М. Мелькановицкий, 1962), т. е. в западной части аральского ядра.

По данным геофизика Ю. А. Федотова, устанавливаемая нами Восточно-Аральская междуядерная зона (южное продолжение Тобольской зоны А. Л. Яншина, 1951) разделяет выделенное нами аральское ядро. Западноаральское ядро Ю. Н. Годин (1959) еще ранее выделил под названием Центрально-Устюртского докембрийского массива. В Каракумском ядре Ю. Н. Годин также выделил два самостоятельных докембрийских массива (ядра): Карабогазское и Каракумское. Между ними расположены вытянутые к северо-западу линейные их оторочки: туаркырская и капланкырская. Эти и другие данные заставляют каракумское, аральское и другие крупные ядра, ранее выделенные на схеме автора и Т. Д. Филина, рассматривать теперь как семейства более мелких ядер. Новейшие данные не подтвердили только существование ранее выделенной нами кашкадарьинской междуядерной зоны. Вследствие этого оказалось, что гиссаро-дарвазское ядро протягивается далеко на запад, охватывая Бухаро-Хивинскую депрессию, и относится к каракумскому семейству ядер.

В настоящее время расчленение ядерных и междуядерных участков применяют в своих работах многие геофизики, работавшие или работающие в Средней Азии (Т. Д. Филин, Ю. Н. Годин, Б. Б. Таль-Вирский, И. М. Мелькановицкий, Ю. А. Федотов).

Таким образом, расчленение ядер и междуядерных зон в Средней Азии в первом приближении можно считать установленным. Это позволяет сделать следующий шаг в понимании их строения и развития.

В настоящей статье впервые обращается внимание на концентрическое асимметричное строение ядер, обязанное их концентрическому разрастанию. Последнее подтверждают, в частности, данные Е. М. Головина, установившего центробежное омоложение верхнепалеозойских магматических интрузий в кураминском ядре, а также аналогичные данные А. Г. Жильцова (1962) и Г. Н. Кокорева (1961) по нижнепалеозойским интрузиям макбальского ядра.

Представление о концентрическом строении ядер легче всего устанавливается в альпийских их представителях, так как первичное их строение еще не осложнено маскирующим наложением влияний последующих магма-тектонических циклов.

Такие молодые ядра известны на Южном Памире (оно уходит за границу) и в пределах восточной части СССР (колымское ядро и др.). Однако они еще мало изучены. Поэтому автор за эталон концентрически и асимметрично построенного ядра принял паннонский массив (рис. 3), детально изученный во всех его приподнятых участках, а на равнинах вскрытый многими глубокими буровыми скважинами.

Строение паннонского ядра было выявлено на основании государственных геологических карт Чехословацкой, Венгерской, Румынской Народных Республик и Социалистической Федеративной Республики Югославии, в частности по данным, приводимым В. И. Славным (1956, 1958), Э. Онческу (1960), Циссарцем (1958), Зубеком и Машкой и др.

Паннонское ядро прекрасно обрисовывается полями массового распространения гранитоидов и особенно молодых кислых и средних порфиرو-туфовых формаций (рис. 3). В смежных с ним междуядерных зонах — карпатской и динарской — практически отсутствуют гранитоиды (кроме небольшого массива в Татрах) и также порфиро-туфовые формации (имеющиеся в одном месте в Динарских Альпах).

В середине паннонского ядра залегает его древняя варисская венгерская сердцевина. Она сложена докембрийскими сланцами и гнейсами кристаллического фундамента, которые несогласно накрываются мезо-

зойскими и кайнозойскими внутриконтинентальными постумными осадочными и порфиристо-туфовыми покровами, прорванными гранитоидами. Венгерская сердцевина окружается узкой кольцевой его оторочкой, линейно дислоцированной и обнажающейся в горах Муреш (где преобладают нижнемеловые флишеподобные формации), в горах Баконь, а также в районе г. Белграда. Здесь много сланцев и основных эффузивов, а также кислых интрузивов (особенно вблизи сердцевины). Оторочка представляет аналог первоначальной недоразвитой междуядерной зоны. За оторочкой сердцевины, окружая ее, проявляется более молодая окраинная зона ядра.

В окраинной зоне преобладают молодые (альпийские) порфиристо-туфовые и гранитоидные формации. Окраинная зона наиболее характерна и полно развита с внутренней стороны, обращенной к центру разрастающегося материка (зоны гронская, закарпатская, трансильванская) и менее — с внешней (югославская зона). Возраст новейших формаций и структур окраинной зоны альпийский, т. е. такой же, как и у окружающих ее междуядерных зон: у флишевой карпатской внутренней междуядерной дуги — на севере и у внешней междуядерной динарской зоны — на юге. По границе югославской внешней окраинной зоны ядра с внешней междуядерной дугой мощно развиты югославский офиолитовый пояс и зеленокаменные продукты натрового метасоматоза эпизоны метаморфизма. По границе внутренней окраинной подзоны с внутренней междуядерной карпатской зоной наиболее развиты гранитоидные батолиты Трансильванских Альп, Островца и др. По границе с последними в других регионах край внутренней междуядерной дуги часто подвергался ослюденению вследствие калиевого метасоматоза, развивавшегося в условиях мезозоны.

Возраст ядер определяется временем окончания формирования их окраин и сопряженных с ними междуядерных зон, а сердцевина ядер всегда древнее на один-два крупных магма-тектонических цикла.

В частности, в каледонском поясе, охватывающем Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань, по Б. И. Борсуку (1958) и В. Г. Королеву (1961), выделяются докаледонские блоки (по В. Г. Королеву, протерозойские срединные массивы), отвечающие сердцевинам ядер текесского, иссык-кульского, макбальского, муюнкумского, жокчетавского, отчасти тенгизского блоков (восточная часть Арганаты-Улутауского блока).

В варисском поясе сердцевины ядер тельбесские, т. е. девонские, и содержат гранитоидные интрузии этого возраста. Это установлено прямыми геологическими наблюдениями в мугоджарском ядре — в его челкарской сердцевине (Яншин, 1951); в кураминском — в приташкентской сердцевине (предживетские гранитоиды и несогласия в хребте Калканата), по Б. Н. Наследову (1961) и Н. П. Васильковскому (1962); в гиссаро-дарвазском ядре — в каратегинской сердцевине (юго-западные отроги Гиссарского хребта), по М. М. Кухтикову (1962) и И. Х. Кензину. Последний установил девонский абсолютный возраст (378 млн. лет) развитых здесь гранитоидов. Примерно такой же абсолютный возраст гранитоидов установлен в сердцевинах ядер каракумского (Г. Х. Дикенштейн), карабогазского (Куприн, Марзаханов, 1962) и северно-кызылкумского (В. М. Лигуша); это косвенным образом указывает на вероятный девонский возраст этих сердцевины. Поэтому девонский возраст принимается и для других сердцевины варисского пояса.

В альпийском поясе возраст сердцевины, вероятно, нижнемеловой, судя по возрасту складчатости, по более древним гранитоидам и по новейшему метаморфизму на Южном Памире (Ренгартен, 1935; М. Х. Хамидов), а также по развитым в Иране (Хорасан) гранитоидам, рвущим нижний мел (Фигон, 1941).

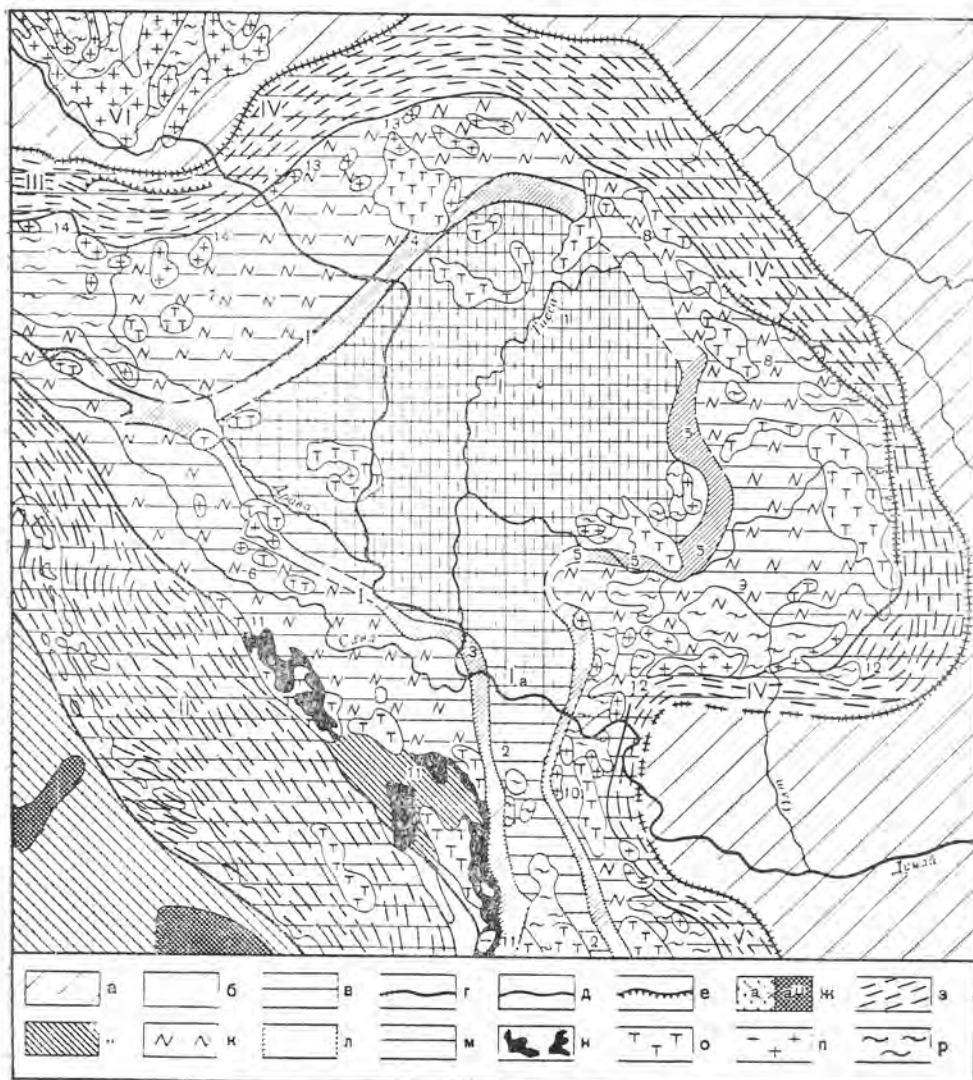


Рис. 3. Строение альпийского Паннонского ядра и окружающих альпийских междуядерных зон (карпатско-альпийской и динарской), В. И. Попов, 1962.

Составлено на основе геологических карт Евразии (под редакцией Н. С. Шатского), Чехословакии (под редакцией В. Зубека и М. Машки), Румынии (Н. Онческу) и Югославии (Циссарц) с учетом тектонических схем В. И. Славина и М. В. Муратова

Возраст регионов: а — докембрийский и каледонский; б — варисский; в — альпийский; г — границы разновозрастных поясов; д — границы ядер и междуядерных зон; е — главнейшие разломы. Регионы: ж — окна океанической земной коры (а' — глубоководные (Адриатическое океаническое окно); а'' — мелководные, предположительно); з — междуядерные зоны и их простирация. Ядра: и — офиолитовые зоны; к — окраинные зоны ядер; л — оторочки сердцевин; м — сердцевина ядра. Магматические формации: н — офиолитовые (ультрабазиты, часть базиты); о — порфиро-туфовые (андезито-липаритовые); п — гранитовые; р — гнейсы и кристаллические сланцы.

Цифры на схеме. Регионы континентального типа: I — Паннонское ядро (срединный массив); Ia — его южный моравский отрожек (кристаллическая ось); 1 — его Венгерская сердцевина; 2 — ее моравский отрожек; 3 — Белградская внешняя оторочка; 4 — Баконьская внутренняя оторочка; 5 — то же Мурешская; 6 — Югославская внешняя окраинная зона Паннонского ядра; 7 — то же Гронская; 8 — то же Закарпатская; 9 — то же Трансильванская; 10 — то же Родопская; 11 — Югославская внешняя офиолитовая зона; 12 — Трансильванская внутренняя батолитовая зона; 13 — то же Словацкая; 14 — то же Альпийская; II — Альпийская Динарская внешняя междуядерная зона; III — Альпийская внутренняя междуядерная зона; IV — то же Карпатская; V — то же Старопланинская; VI — варисское Чешское ядро

Мелкие ядра, смежные друг с другом, обычно группируются в семейства ядер. Каждое семейство состоит из нескольких разновозрастных сердцевин, окружаемых и спаиваемых в одно целое более молодыми общими разновозрастными окраинными подзонами. Как правило, в каждом семействе содержится столько ядер, сколько имеется в нем отдельных сердцевин. Однако иногда на пережимающихся окончаниях семейств обособляются ядра, по-видимому, лишенные сердцевин (например, армянское малокавказское).

Концепция о концентрическом асимметричном строении ядер является плодотворной рабочей гипотезой, вероятно, применимой ко всем ядрам и их семействам, известным в Средней Азии (табл. 3 и рис. 4 в конверте). Для некоторых ядер Средней Азии эта гипотеза уже получила достаточно наглядное подтверждение, в других же она применяется про-визорно.

Ниже остановимся на рассмотрении некоторых, наиболее доказательных примерах концентрического строения серднеазиатских ядер.

Так, в гиссаро-дарвазском ядре, в соответствии с данными Л. Б. Вонгаза, А. Б. Когана, Л. М. Сафьяна (1962), а также геофизиков — Б. Б. Таль-Вирского (1961, 1962) и М. Л. Белеловского (1962), обособляется широтно вытянутая каратегинская сердцевина (Попов, 1938). Она сложена докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, выходы которых имеются в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Они прорваны здесь довизейскими гранитоидами с абсолютным возрастом 378 млн. лет, отвечающим девону (И. Х. Кензин); поэтому возраст сердцевинны — девонский (тельбесский).

Позднее, начиная со второй половины среднего девона и до конца перми, а также в мезозое здесь несогласно отлагались постумные осадочные и порфиристо-туфовые формации. К сердцевине относятся вскрытые бурением рассланцованные граниты Кугитангтау и гранитоиды, гнейсы, амфиболиты структур Мубарека и Караул-Базара.

Оторочка сердцевинны на юге отмечается шебарганской широтной положительной магнитной аномалией, тянущейся вдоль левобережья р. Аму-Дарьи, на востоке — хобурабатской меридиональной полосой спилитов, порфиритов и сланцев, проходящей через Шогон, Кала-и-Хумб, перевал Хобу-Рабат, массив Пир-Ях и далее вдоль р. Муксу. С севера каратегинская сердцевина окаймлена широтной каратагской оторочкой (мечетлинская зона М. М. Кухтикова). Она включает среднекарбонные спилиты и флишоидные сланцы и отмечена интенсивной положительной магнитной аномалией. На ее западном продолжении находится интенсивная Бухарская положительная магнитная аномалия, в пределах которой бурением вскрыты сланцы и зеленокаменные основные породы у Караул-Базара (Шнип, 1962), на Акжаре, а также на Ташкудуке (южнее газового месторождения Газли).

Окраинные зоны этого ядра — дарвазская и гиссарская — всюду отмечены широким развитием средне- и верхнепалеозойских порфиристо-туфов и гранитоидов. Последние во внутренней гиссарской окраинной зоне образуют батолиты (Гиссарский, Каратюбинский, Караул-Базарский и др.). Внешняя — дарвазская — окраинная зона отмечена протяженным офиолитовым поясом (г. Кала-и-Хумб — р. Муксу).

По-видимому, оторочки сердцевинны ядра и в других случаях могут выражаться в виде окружающих сердцевину кольцевых положительных магнитных аномалий. При этом в пределах последних в некоторых местах отмечены сланцы и основные изверженные породы как в естественных выходах (горы Туаркыр, Шавас, гора Чимган, Чимкент, горы Султангуиздаг, восточный и западный Макбаль), так и в буровых скважинах. В ряде случаев, по Б. Б. Таль-Вирскому (1961, 1962), эти кольцевые магнитные аномалии оторочек сердцевинны сопровождаются интенсив-

но намагниченными гранитоидами (например, в Бухарской оторочке, а также в Северной Фергане от гор Моголтау до г. Коканда).

В настоящее время во всех семействах ядер Средней Азии и почти около каждого ядра в отдельности уже намечены их сердцевины, окруженные узкими кольцевыми оторочками (шириной в 15—30 км). Например, вокруг сердцевины каракумского и карабогазгольского ядер и между ними оторочки развиты в Капланкыре и в Туаркыре, а также у Алматы — в Макбальском куполе и др.

По-видимому, поясовые оторочки развиваются как во время формирования сердцевины ядер, так и позднее в эпоху образования смежных его окраин. Этим объясняется наблюдающееся во многих случаях совместное нахождение в оторочке как молодых слабометаморфизованных диабазов и спилитов, так и древних, превращенных вследствие сильной метаморфизации в амфиболиты. Это, например, наблюдается в Макбальском куполе, в Каратагской оторочке и ее северо-западных продолжениях (в Каганской группе структур и на Ташкудуке, судя по данным бурения, сведенным А. У. Узаковым), в Туаркыре, где доказана многофазность излияний базальтовой лавы (В. С. Курбатов), и в Прикарабогазе (Куприн, Мирзаханов, 1962).

Поэтому положительные магнитные аномалии прекрасно оконтуривают ядра и их сердцевины. Вследствие этого они являются прекрасными маркирующими горизонтами при установлении связи геологических зон между их установленными выходами, иногда достаточно удаленными, например, между Уралом и Тянь-Шанем, Тянь-Шанем и Центральным Казахстаном (см. рис. 4).

Можно заметить, что в большинстве случаев в сердцевинах ядер преобладают более древние гранитоиды, метаморфические толщи и даже вскрывается кристаллический фундамент (например, в каракумском своде). В сердцевине ядра и особенно по его окраинам имеется много порфиристо-туфовых, туфо-молассовых и многофазных гранитоидных формаций. При этом внутренние края ядер, обращенные к центру разрастающегося Ангарского материка, и их окончания нередко сопровождаются наиболее крупными гранитоидными батолитами (Аличурский и Базардаринский на Южном Памире, Гиссарский, Прикарабогазгольский в карабогазском ядре, Чаткальский батолит в кураминском ядре, Зайлийский и др.). Тут же наблюдается ослюденение внешней окраины ближайшей междуядерной зоны (например, кударинская и рушанская метаморфические толщи к северу от южнопамирского ядра, метаморфические толщи р. Терс, к северу от кураминского ядра и др.). Напротив, ультрабазиты, превращенные в офиолитовые пояса и сопровождающие их иногда зеленокаменные толщи, обычно развиты вдоль внешних окраин ядер (например, в горах Султануиздаг, в хребте Северный Нуратау, офиолиты Южной Ферганы, офиолиты и зеленокаменные формации по южным и восточным окраинам аральского и кураминского ядер; также зеленокаменные толщи у северных подножий хребта Каратау — на южной окраине муонкумского ядра и др.).

В некоторых случаях в центральных участках сердцевины даже древнейшие докембрийские формации залегают почти горизонтально, в то время как у краев ядра и особенно в междуядерных зонах их дислокации все более усиливаются. Такое ослабление дислокаций докембрия непосредственно наблюдается в гнейсах (в центре южнопамирского ядра), в макбальских кварцитах и слюдяных сланцах (в центре макбальского ядра); на основании геофизических исследований Ю. Н. Годин установил пологое залегание докембрия в центральных участках ядер-сводов: каракумского, карабогазгольского и татарского. При этом так называемый гранитный слой характеризуется здесь многослойной стратификацией и многократными поверхностями отражения, отбивае-

мыми по геофизическим данным, причем скорости сейсмических волн и объемные веса нарастают книзу. Поэтому теряется четкость верхней границы базальтового слоя.

В глубоко денудированных ядрах р. Алдан (Фролова, 1951) и Канады (Gill, 1950) древнейшие архейские гнейсы и сланцы имеют средний химический состав, отвечающий базальту. В верхних горизонтах сердцевины, еще не подвергшихся денудации, по-видимому, также содержится больше продуктов базальтовой магмы, чем в окраинной зоне ядра (например, в сыр-дарьинском и уральском семействах ядер).

Нижняя граница базальтового слоя (поверхность Мохоровичича) в сердцевине ядер значительно приближается к земной поверхности, залегая в Каракумском и Карабогазском сводах на глубине менее 30 км (Г. Х. Дикенштейн), у окраин этих ядер на глубинах 30—45 км и в смежных междуядерных зонах Копет-Дагской и Больше-Кавказской — на глубинах более 40 км и до 50 км, образуя глубокий ров (Годин, 1959).

Сходные данные о мощности земной коры получены в сыр-дарьинском семействе ядер. Здесь в окраинной подзоне кураминского ядра она тоже составляет 40—45 км (Вольвовский, 1962), а севернее, в районе Приташкентской и Средне-Сырдарьинской сердцевины, по косвенным подсчетам И. М. Мелькановицкого (1962 г.), снижается до 35 км.

В центре гиссаро-дарвазского ядра (хребты Бабатаг и Актау) глубина поверхности Мохоровичича составляет 45 км, а к окраинным подзонам возрастает: в Гиссаре и в сторону Дарваза до 50 км, в междуядерных зонах Памира — до 60—65 км, в южно-памирском ядре — снова на 45 км.

Можно полагать, что в сердцевине ядер залегают древнейшие базальтовые ядра роста земной коры (по Холмсу). Возможно, что они развивались еще в ходе внутриокеанических стадий ее формирования.

На втором этапе развития ядра, когда формируется его оторочка, по окраинам и отчасти в сердцевине в особенно больших количествах внедряется гранитная магма. Поэтому второй этап развития ядер характеризуется преимущественно разрастанием гранитного слоя и, следовательно, формированием земной коры материкового типа.

Можно высказать предположение, что первый этап концентрического развития ядер, выраженный в образовании их сердцевины, отвечает возникновению базальтовых ядер роста и потому, возможно, начинается еще на стадии развития океанической земной коры. Второй этап разрастания ядер, выраженный в образовании их окраинных зон, отвечает возникновению гранитных ядер роста материков и потому завершает формирование материковой сиалической земной коры.

Ядра и междуядерные зоны, оформляясь в конце геосинклинальной окраинно-материковой стадии, в результате унаследованного развития влияют и на историю структуры внутриконтинентальных стадий. В это время междуядерные зоны в целом образуют преимущественно постумные и послеплатформенные горные поднятия, а ядра утопают под наносами в понижениях равнин и во впадинах, которые в постумную и платформенную стадии охватывают, по-видимому, даже сердцевины ядер (например, Муюнкумскую и др.).

Однако в послеплатформенную стадию в центре ядер на месте сердцевины ядра обычно формируется свод. Таково происхождение ряда послеплатформенных сводов, в том числе Ойхартского (по В. М. Синицыну, распадающегося на два поднятия), Южно-Таджикских (хребты Джилантау, Бабатаг, Актау), Каганского, Яны-Казганского — в Каратегинской сердцевине, а также Каракумского и Карабогазского, Барсакельмесского, Приташкентского, Чу-Илийского, Присырдарьинского и Нижне-Сырдарьинского, Татарского и др.

В некоторых случаях окраинные зоны дают начало крупным проги-

бам, например Ферганскому, Газлинскому, Предкопетдагскому, Мангышлакскому, Северно-Устьюртскому. Приподнятые окраины таких прогибов интересны для поисков залежей нефти и газа, а также различных осадочных руд. Унаследованные линейные поднятия, развивающиеся на месте оторочек ядер, также очень перспективны для нефти и газа (Бухарский и Аму-Дарьинский валы).

Ядра и междуядерные зоны, в своем развитии определяющие магматическую историю развития земной коры, и формирующиеся при этом тектонические структуры являются хорошей основой для районирования рудных и иных месторождений (Наследов, 1961; Попов, 1938; Бабаев, 1962). В ядрах развиты полигенные многофазные телескопированные эндогенные рудные месторождения, не образующие поэтому четко выраженных типов (например, в Кара-Мазаре) и региональных рудных зон. В междуядерных зонах рудные зоны более выдержанные; формируются четко разграниченные их типы (например, ртутно-сурьмяные в Южном Тянь-Шане и др.).

Важно подчеркнуть, что разграничение ядерных и междуядерных участков земной коры имеет устойчивый характер. Оно закреплено в свойственных тем и другим резко различных вещественных, геохимических и геофизических особенностях строения и развития земной коры. В связи с этим ядра и междуядерные зоны сложены различными типами формаций и формационных рядов и структуры их также резко отличны в этих двух основных типах регионов складчатого основания материка. Формации после своего образования подвергаются последующим глубинно-диагенетическим процессам, метаморфическим изменениям и преобразованиям; могут подвергнуться мигматизации и частичному селективному переплавлению в глубинах земной коры. Однако не известны такие процессы, которые могли бы целиком уничтожить однажды сформировавшиеся формации ядерных и междуядерных участков. Поэтому те и другие, однажды сформировавшись в теле материка в ходе развития его разрастающихся окраин, позднее сохраняются в нем на всех последующих внутриконтинентальных стадиях его развития. Этой устойчивостью ядра и междуядерные зоны при геологическом районировании выгодно отличаются от геантиклинальных поднятий и геосинклинальных впадин, антиклинорий и синклинорий, антиклиналей и синклиналей. Такие эфемерные порождения тектонических сил, по данным палеогеографических карт, то появляются и развиваются, то исчезают на тех или иных этапах развития земной коры, вследствие чего в строении последней от них обычно остаются только отдельные их обломки или рудименты.

Таким образом, расчленение ядер роста материка и междуядерных зон является устойчивой теоретической и практической основой для установления комплексного структурно-формационного районирования, которое прямо или косвенно сказывается на всех стадиях развития земной коры в данном регионе.

Л и т е р а т у р а

- А р г а н Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935.
Б а б а е в К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М., 1962.
Б а р х а т о в Б. П. Тектоника Памира. Автореф. докт. дисс. Л., 1962.
Б е л е л о в с к и й М. Л. Глубинное геологическое строение Таджикской депрессии по данным геофизических исследований.— В кн.: Тезисы докладов душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.
В а с и л ь к о в с к и й Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
В и н о г р а д о в П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан).— В кн.: Тезисы докладов душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.

- Вольвовский Б. С. Методика систематических исследований глубинного строения Ферганской межгорной впадины. Автореф. канд. дисс. Ашхабад, 1962.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б., Сафьян Л. М. Тектоническое строение Таджикской депрессии— В кн.: Тезисы докладов душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания, Душанбе, 1962.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. Автореф. докт. дисс. М., 1959.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Информационный сборник ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Жильцов А. Г. К вопросу о ядерном развитии земной коры.— Изв. АН КиргССР, 1962, 4 (3).
- Кокорев Г. Н. Интрузивные комплексы западной части Кыргызского хребта. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1961.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3.
- Куприн П. Н., Мирзаханов М. К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабогазы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 2.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре.— Ученые записки Тадж. геол. упр., 1958, 17 (3).
- Кухтиков М. М. Экскурсия Душанбе — Ленинабад. Путеводитель экскурсий II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. СПб., 1888.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Мухин В. Г. К геологии Центрального и Западного Тянь-Шаня.— Проблемы сов. геол., 1936, № 5.
- Наливкин В. Д. Палеогеография Средней Азии.— В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня.— В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов, вып. 1. Ташкент, 1930.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960.
- Орловский А. С. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по геофизическим данным.— В кн.: Тезисы докладов II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Пейве А. В., Сяницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Полдвертарт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком-та наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. По поводу докладов В. П. Славина, И. П. Атласова, Д. П. Резвого и других на сессии Львовского геологического общества 23—27 января 1957 г. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Попов В. И. Фациально-палеогеографические принципы выделения и классификации осадочных формаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Попов В. И. 1. Основные положения учения о геологических формациях.— Сов. геол., 1960, № 4.
- Попов В. И. 2. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд-во Сред.-Аз. ун-та, 1960.
- Попов В. И., Филин Т. Д. Материковые блоки (провинции), ядерные и между-ядерные участки Средней Азии и Южного Казахстана.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 7.
- Путеводитель экскурсий II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.
- Резвой Д. П. К характеристике Тянь-Шань-Куэнь-Луьньской палеозойской геосинклинальной системы.— Ученые записки Львов. ун-та, серия геол., 1958, вып. 9.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов. Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Резвой Д. П. Проблема тектонического районирования Средней Азии.— Ученые записки Средн.-Аз. н.-и. ин-та геол. и мин. сырья, 1960, вып. 3.
- Ренгартен В. П. Геологическое строение района Мургаб — Истык на Восточном Памире.— Труды Тадж.-Памир. экспед. 1933 г., 1935, вып. 22.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Сяницын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитепмального оруденения. Автореф. докт. дисс. Л., 1949.
- Сяницын В. М. 1. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.

- Синицын Н. М. 2. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестник Ленингр. ун-та. 1957, № 12.
- Славин В. И. Древние этапы развития и тектонического районирования Карпат.— В кн.: Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Славин В. И. О Среднем Паннонском массиве Карпат.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазовой провинции по результатам геофизических исследований.— Труды ВНИГНИ, 1961, вып. 20.
- Таль-Вирский Б. Б. Применение сейсморазведки в Бухаро-Хивинской нефтегазовой области. Там же.
- Таль-Вирский Б. Б. Закономерности тектонического развития эпиплатформенной подвижной области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В кн.: Тезисы докладов душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания. Душанбе, 1962.
- Усов М. А. Структурная геология. М.— Л., ОНТИ, 1940.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркут. ун-та, серия геол., 1951, 5, вып. 2.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии (с геол. картой, по В. Микинчичу). М., ИЛ, 1958.
- Шнип О. А. Палеозойские породы эпигерцинского фундамента газонефтяных месторождений Джар-Как, Караул-базар, Сары-таш (Каганская группа месторождений, Западный Узбекистан).— В кн.: Геология и нефтегазоносность Прикарпатской впадины и сопредельных с нею областей. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Сборник памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Gill J. E. Origin crust in the Canadian shield area. Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 62 (2).
- Furon R. Géologie du Plateau Iranien (Perse-Afganistan-Belouchistan). Mém. Museum nat. hist. natur., nouv. sér., 1941, 7 (2).

Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре

Под Гиссаро-Алаем понимается горная система, представляющая совокупность хребтов Гиссарского, Каратегинского, Зеравшанского, Туркестанского и западной части Алайского. Герцинская структура этой области при всей своей сложности отличается отчетливо выраженной тектонической зональностью.

Первые схемы тектонического районирования Южного Тянь-Шаня и в том числе Гиссаро-Алая были предложены в 1938 г. А. В. Пейве и В. И. Поповым, а для Зеравшано-Гиссарской горной области — в 1937 г. А. П. Марковским. В этих схемах, основанных хотя и на малосовершенных тогда геологических материалах, все же с достаточной убедительностью была показана неоднородность его геологического строения. Позднее появились тектонические схемы, базирующиеся на более полных данных (Синицын, 1957; Виноградов и др., 1958; Огнев, 1959; Резвой, 1959). Материалы геологических изысканий последних лет позволяют предложить новую, более детальную, чем предшествующие, схему тектонической зональности интересующего нас региона.

Тектонической зоной я называю часть геосинклинальной области, характеризующуюся по всей своей площади принципиально одинаковым тектоническим режимом. В складчатой структуре тектонические зоны обособляются по типу стратиграфического разреза (мощность отложений, фациальный состав, характер взаимоотношения свит между собой), возрасту тектонической структуры и ее морфологии, по характеру магматической деятельности. По совокупности перечисленных признаков в Гиссаро-Алае к западу от меридиана 71° в. д. выделяются зоны: Мечетлинская, Османталинская, Сурхантауская, Байсун-Кштутская, Бешнау-ская, Центрально-Гиссарская, Гарм-Хаитская, Ягнобская, Барзанги-Шумкарская, Зеравшано-Туркестанская, Курганакская (Сурметашская), Высоких предгорий Алая, Карачатырская.

Ниже дается краткая геологическая характеристика выделенных тектонических зон.

Мечетлинская зона¹ занимает нижнюю часть южного склона Гиссарского хребта от р. Туполанг на западе до плато Калаидашт на востоке. Северная граница зоны выражена Ходжа-Оби-Гармским краевым разломом; ее южная граница проходит по линии Илякского и Бабатагского разломов. Очерченная зона имеет ширину до 45 км.

Толща палеозойских отложений зоны залегает на метаморфическом докембрийском основании с резким угловым несогласием. В основании

¹ В моих более ранних работах зона называлась Каратаг-Рамитской, что следует признать неудачным из-за особенностей географического расположения Каратага и Рамита по отношению к площади зоны.

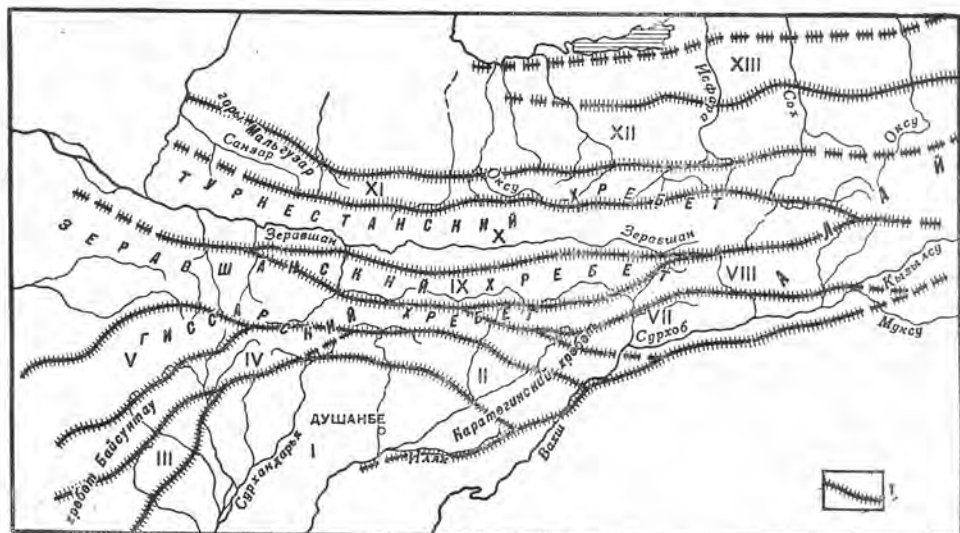


Схема тектонического районирования Гиссаро-Алая в герцинской структуре

I — границы тектонических зон.

Тектонические зоны: I — Мечетлинская; II — Османталинская; III — Сурхангауская; IV — Байсун-Кштутская; V — Бешнауская; VI — Центрально-Гиссарская; VII — Гарм-Хантская; VIII — Барзанги-Шумкарская; IX — Ягнобская; X — Зеравшано-Туркестанская; XI — Курганакская (Сурметашская); XII — Высоких предгорий Алая; XIII — Карачатырская

толщи находятся породы каменноугольной системы, разрез которой здесь замечателен своей непрерывностью, большой мощностью и широким развитием вулканогенных накоплений.

Нижний карбон Мечетлинской зоны представляет толща изменчивого литологического состава. Визейский ярус чаще всего выражен известняками мощностью до 1000 м. Однако, например на р. Ширкент, известен разрез визе, в котором широко развиты эффузивы основного состава, заключающие линзы и пакки известняков, глинистых сланцев, туфо-генных и слюдяных песчаников. Возраст отложений доказывається находками фораминифер, брахиопод, кораллов.

В сложении толщ намюрского яруса широкое участие принимают вулканогенные и терригенные осадки. Здесь представлены альбитофиры и спилиты, их туфы и туфобрекчии, туфоконгломераты, песчаники, прослой известняков. В последних установлены намюрские гониатиты (Горечкая, Рысин, 1959). Мощность этих накоплений достигает 1500 м.

Толща среднего карбона имеет в основном вулканогенное происхождение, но в верхней своей части она преимущественно нормально осадочная. Среди эффузивных пород преобладают андезитовые порфириты, значительным распространением пользуются также эффузивы среднего состава, туфобрекчии, прослоями встречаются известняки, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, изредка конгломераты. Верхняя часть среднего карбона сложена преимущественно осадочными породами — алевролитами, мергелями, песчаниками и конгломератами, среди которых отмечаются горизонты андезитовых порфиритов. Мощность осадков среднего карбона около 2000 м.

Верхний карбон Мечетлинской зоны выражен осадками флишоидного характера мощностью 1000 м. Свита сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами, известняками. Возраст ее документируется находками фузулинид и брахиопод.

Каменноугольные отложения несогласно перекрыты нижнепермскими эффузивами, в составе которых установлены кварцевые порфиры, ли-

париты, фельзитовые порфиры, дацитовые порфиры, туфы и туфолавы. В основании свиты находится горизонт непостоянной мощности конгломератов и песчаников. Мощность этой толщи не менее 1000 м; по данным А. Т. Тарасенко (1961), она равняется 1300—1500 м.

Разрез палеозоя в Мечетлинской зоне завершает ханакинская свита. На подстилающих отложениях она залегает с разрывом и угловым несогласием. Свита сложена красноцветными песчаниками, несортированными конгломератами, туфогенными песчаниками, а в верхней части разреза встречаются глинистые известняки, алевролиты и сланцы. Мощность ее превышает 1100 м.

В соответствии с новейшими данными Т. А. Сикстель (1960), возраст верхней части ханакинской свиты считается нижнетриасовым, нижняя часть по-прежнему относится к верхней перми.

На дислоцированном палеозойском комплексе отложений с резким угловым несогласием располагаются осадки мезозой-кайнозоя, в подошве которых локально развиты осадки рэта.

Мечетлинская зона характеризуется широким развитием интрузий гранитоидного ряда. Наиболее крупный интрузив известен под названием Южно-Варзобского массива. Интрузив представляет сложный трехфазный плутон, время его формирования — позднекаменноугольное или раннепермское. По устному сообщению геолога В. П. Лозиева, граниты Южно-Варзобского массива образуют интрузивный контакт с отложениями верхнего карбона на левом берегу р. Кафирниган, в окрестностях кишлака Чинор.

Второй интрузивный цикл в нашей зоне представляют небольшие и немногочисленные тела гранит-порфиров, монцонитов, кварцевых порфиров, имеющие активные контакты с толщей нижнепермских эффузивов. Не исключено, что эти интрузии имеют субвулканическое происхождение и генетически связаны с покровом кислых эффузивов.

Тектоническая структура палеозойских отложений зоны — трехъярусная. Первый ярус сложен толщей карбона, второй — нижней перми, третий — ханакинской свитой. Наиболее интенсивная орогеническая фаза имела место в позднем карбоне, вероятно, в середине эпохи; раннепермская и раннетриасовая (?) тектонические фазы были сравнительно слабыми.

Ведущими структурными элементами во всех трех ярусах являются более или менее протяженные моноклинальные пакеты слоев разной мощности и разной крутизны наклона, отделенные друг от друга разрывами типа взбросов. Однако наиболее широкая и хорошо выдержанная по простиранию, от р. Обизаранг на западе до р. Варзоб на востоке, полоса каменноугольных отложений имеет структуру сравнительно пологой синклинали. В южном крыле этой структуры слои падают на северо-запад 345° под углом $50-60^\circ$, в северном — на юго-запад под углом $15-30^\circ$, в ядре складки наклоны слоев не превышают $5-10^\circ$. Простирание оси синклинали в центральной большей части широтное, но на флангах наблюдаются отклонения от этого направления таким образом, что в целом осевая линия имеет вид пологой дуги, обращенной выпуклостью на север.

В каменноугольных отложениях на фоне простых по морфологии региональных структур встречаются иногда мелкие складчатые дислокации очень сложного рисунка. Поперечник складок обычно не превышает нескольких десятков метров. Происхождение этих дислокаций, по всей вероятности, гравитационно-оползневое.

Османгалинская зона располагается в основном в приводораздельной части южного склона Гиссарского хребта. В плане она предстает в виде неширокой (около 18—20 км) полосы, пологой выпуклой на северо-восток. На юге зона граничит по линии Ходжа-Оби-Гармского

разлома с Мечетлинской зоной, северной ее границей служит Главный Гиссарский разлом.

Древнейшие отложения, выступающие на дневную поверхность в границах Османталинской зоны, по-видимому, докембрийские. К отложениям данного возраста, основываясь на признаке глубокого регионального метаморфизма пород, представляется возможным отнести толщу кристаллических (андалузитовые, слюдяные и пр.) сланцев и мраморов, обнажающихся в горах Османтала в подошве палеозойских накоплений.

Палеозойский разрез зоны начинается мощная толща карбонатных осадков силура (1500—2000 м), заключающих пачку альбитизированных порфириров. В последние годы в рассматриваемой свите А. И. Менаковым были обнаружены определяемые органические остатки, позволившие установить лудловский ярус.

На отложениях верхнего силура согласно залегает толща нижне- и среднедевонских накоплений, выраженных перемежаемостью тонкослоистых мраморизованных, кремнистых и доломитизированных известняков с пачками кремнистых и песчано-глинистых сланцев. Мощность этой части разреза до 1200 м. Возраст отложений обосновывается находками в них криноидей и табулят (данные З. З. Муфтиева).

Стратиграфически выше залегает свита, сложенная преимущественно черными метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками. В верхних горизонтах свиты встречаются пласты полосчатых серых и светло-серых мраморизованных известняков, иногда с криноидеями. Геологом Д. А. Старшининым (устное сообщение) из известняков добыты окаменелости, позволившие датировать толщу как средний девон — турнейский ярус нижнего карбона¹. Мощность характеризуемых отложений составляет 1200—1500 м.

Не исключено, что описанная толща отложений среднего девона — турне (?) на подстилающих отложениях залегает с небольшим размывом, так как в западной части зоны предполагается непосредственное ее налегание на известняки и мраморы лудлова.

На этом разрез палеозойских отложений Османталинской зоны заканчивается. Палеозойские образования с резким угловым несогласием перекрыты осадками нижнего мела.

При сопоставлении описанных разрезов Мечетлинской и Османталинской зон легко видеть их чрезвычайно большие и принципиальные различия.

Интрузивные породы в Османталинской зоне пользуются широким территориальным распространением (слагают большую ее часть). В своей совокупности они образуют крупный сложный плутон гранитоидного состава. Возраст интрузии устанавливается на основе косвенных данных предположительно как раннекаменноугольный. Галька гранитоидов (чаще всего плагиогранитов) встречается в намюрских и среднекарбонных конгломератах, развитых в смежных тектонических зонах (Мечетлинской и Центрально-Гиссарской).

Тектоническая структура Османталинской зоны в сильнейшей степени замаскирована широко развитыми здесь интрузивными породами, по уцелевшим от ассимиляции более или менее значительным фрагментам осадочных толщ восстановить ее в полном объеме нет возможности.

В горах Османтала и Сангинавишта верхнесилурийские отложения обладают устойчивым падением в южном направлении при углах наклона 40—60°. Вырисовывающаяся, таким образом, моноклираль является важнейшей структурой зоны в этой ее части.

В бассейне р. Кафирниган среди поля гранитоидных пород располагается несколько довольно крупных останцов осадочных свит. Большин-

¹ Присутствие в составе свиты осадков турне предполагается по аналогии с соседними районами.

ству из них свойственна моноклиальная структура с очень крутым (60—80°) падением слоев на северо-восток. Основная фаза дислокации осадочных толщ в Османталинской зоне последовала вскоре после прекращения здесь процесса геосинклинального осадконакопления, т. е. вероятнее всего в раннем карбоне. Структура зоны в вертикальном разрезе является одноярусной.

Следующие три зоны, к описанию которых мы сейчас переходим, находятся в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Сурхантауская зона соответствует орографически хребту Сурхантау; в юго-западном направлении она скрывается под толщей мезозойских и третичных накоплений Байсунской впадины. Юго-восточная граница зоны намечается вдоль Ширабадских антиклиналей, предполагаемая шовное происхождение этих структур. Северо-западная граница ее выражена Байсун-Кугитангским разломом. В районе станции Келиф зона выклинивается. Таким образом, протяженность этой тектонической единицы по простиранию достигает 200 км, ширина равняется 20—35 км.

В пределах описанной зоны на дневную поверхность выступает докембрийское основание, довольно глубоко по мощности вскрытое и сложенное гнейсами, кристаллическими сланцами и роговиками. На нем с угловым несогласием и местами с базальными конгломератами в основании залегает толща нижнекаменноугольных осадков общей мощностью порядка 700 м или несколько более. Разрез осадков сильно изменчив по площади, сложен чередованием песчаников, сланцев, конгломератов, известняков и вулканогенных пород. Например, в верховьях р. Вахшивар в нижней части карбонатной толщи преобладают полимиктовые песчаники, заключающие линзы конгломератов и прослои темных углисто-глинистых сланцев. Верхнюю их часть слагают дацитовые и липаритовые порфиры, их туфы и туфо-конгломераты. В бассейне р. Сина, наоборот, вулканогенные породы встречаются в основании разреза и здесь же, в нижней его части, имеются прослои известняков, богатых органическими остатками (брахиоподы, фораминиферы и др.). В долине р. Сангардак толща карбона сложена в основном песчаниками и песчано-глинистыми сланцами и в ней отсутствуют сколько-нибудь заметные горизонты, сложенные продуктами вулканической деятельности.

На толще нижнего карбона, содержащей обильную фауну брахиопод, фораминифер, кораллов, трилобитов, а также флору, с резким угловым несогласием залегает маломощная (около 100 м) свита довольно рыхлых, неясно слонстых конгломератов фиолетово-бордового цвета. Прослоями среди них встречаются конгломераты серо-зеленого цвета, обычно более плотные. Порода состоит из галек гранитов, кварца, гнейсов и метаморфических сланцев различной окатанности. Органические остатки в конгломератах отсутствуют. Условно они могут быть сопоставлены с ханакинской свитой пермо-триасового возраста, развитой восточнее.

Описанный комплекс палеозойских отложений с угловым несогласием перекрыт толщей мезозой-кайнозоя.

Интрузивная деятельность в Сурхантауской зоне выразилась внедрением в раннекарбонную эпоху гранитных плутонов, сложенных двуслюдяными гранитами (интрузивы Сина и Обинауруза). Они прорывают толщу пород нижнего карбона, а многочисленная галька двуслюдяных гранитов имеется в верхнепалеозойских красноцветных конгломератах.

Тектоническая структура палеозойских толщ Сурхантауской зоны — двухъярусная; первый структурный ярус образуют отложения нижнего карбона, второй — верхнепалеозойские (верхнепермские?) красноцветы.

Отложения первого структурного яруса дислоцированы весьма интенсивно. На большей части зоны (район Сангардака, Булунгура, Сина) им свойственны простирания, близкие к меридиональным. Углы паде-

ния колеблются в широких пределах — от 30 до 90°. Региональные складчатые структуры не наблюдаются, толща разбита серией продольных разрывов на моноклинали большей или меньшей мощности. На юге хребта Сурхантау, к западу от кишлака Вахшивар, простирание каменноугольных отложений становится широтным. Природа указанной смены простираний пока остается невыясненной, так как на юго-запад отсюда зона на всем протяжении закрыта мезозойско-кайнозойскими осадками.

Время проявления орогенической фазы, определившей структуру каменноугольной толщи, должно быть отнесено к концу раннекарбоновой эпохи.

Малометаморфизованные породы верхнего палеозоя дислоцированы слабо. В верховьях р. Сина максимальные углы падения слоев в данной толще достигают 30°, азимут падения изменяется в диапазоне от 240 до 270°. Фаза тектонических движений, создавших охарактеризованную простую структуру, имела место, по всей вероятности, в конце перми.

Байсун-Кштутская тектоническая зона располагается к северо-западу и северу от предыдущей зоны и охватывает территорию хребта Байсунтау и часть бассейна р. Туполанг. В плане она образует неправильную дугу, обращенную выпуклостью на северо-запад. Северо-западная граница зоны, как и юго-восточная, вероятно, также выражена дизъюнктивной линией. Но этот разлом палеозойского фундамента далеко не везде проявлен в альпийском структурном этаже. Из района горы Карасан на северо-востоке эта граница в юго-западном направлении идет в район Гаурдака. Ширина зоны от 20 до 40 км, протяженность по простиранию не менее 250 км.

На метаморфическом комплексе докембрия, сложенном гнейсами, кристаллическими сланцами, роговиками и мраморами, располагается толща палеозойских накоплений. Древнейшим, палеонтологически охарактеризованным горизонтом толщи являются среднедевонские известняки и мраморы мощностью 700—800 м. Располагающаяся между ними и метаморфическим комплексом свита сильно измененных сланцев, возможно, принадлежит нижнему девону.

Вверх по разрезу среднедевонские карбонатные породы согласно сменяются мощной (1500—2000 м) свитой тонкослоистых филлитовых, кварц-серицитовых и известковистых сланцев, условно относимых к верхнему девону, так как органические остатки в них в настоящее время еще не известны.

Отложения нижнего карбона, продолжающие разрез зоны, залегают несогласно с базальными конгломератами на подстилающих породах. В сложении этой свиты, кроме конгломератов, участвуют песчаники, сланцы, пачки известняков и эффузивы состава порфиритов и липаритовых порфиров. Возраст отложений определяется по многочисленным остаткам брахиопод и кораллов, встречающихся в пластах известняка. Мощность толщи невелика — порядка 400—450 м.

Согласно на отложениях нижнего карбона залегает очень мощная (около 2000 м) зеленокаменная толща основных и средних эффузивов и их туфов, заключающая прослой известняков и песчаников.

Верхняя часть толщи мощностью около 250 м состоит в основном из кремнистых сланцев и тонкозернистых песчаников с прослоями плотных темно-серых известняков. Палеонтологические остатки в ней не были встречены, и она на основе аналогий со смежными районами и по факту залегания на нижнекаменноугольных образованиях считается по возрасту среднекарбоновой.

На размытую поверхность подстилающих отложений налегает мощная (2000 м) так называемая алячипанская (Тарасенко, 1961) свита, сложенная в основном сланцами, песчаниками и конгломератами; местами в этой толще есть прослой известняков и разрозненные горизонты

туфо-брекчий. Особый интерес вызывает то обстоятельство, что, по наблюдениям С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко, свита лежит на размытой поверхности гранитов Гуматакского массива. Довольно многочисленные находки в породах свиты палеонтологических окаменелостей показывают, что ее нижняя часть принадлежит среднему, а верхняя — верхнему карбону, граница между отделами системы может быть наметена лишь условно.

Стратиграфическую колонку Байсун-Кштутской зоны заканчивают пермские отложения, залегающие несогласно на подстилающих породах, в том числе и на верхнекаменноугольных. Образования данного возраста представлены в северной части хребта Байсунтау кислыми вулканогенными породами: кварцевыми порфирами, их туфами, туфо-брекчиями и т. п.; на юге Байсунтау развиты эффузивные образования основного состава: порфириты, туфы, туфо-брекчии, лаво-конгломераты (кайракская свита; Тарасенко, 1961). Мощность накоплений порядка 300 м.

Охарактеризованный комплекс палеозоя нашей зоны несогласно перекрыт чехлом мезозоя, древнейшими осадками в котором являются рэтские.

На территории Байсун-Кштутской тектонической зоны значительное распространение получили разновозрастные интрузивные породы гранитоидного ряда. Здесь локализуется айлянгарский комплекс докембрийских гранитоидов (плагнограниты, гнейс-тоналиты, аляскитовые и двуслюдяные граниты), а также девонские и верхнепалеозойские интрузии. К интрузиям девонского возраста может быть отнесен Гуматакский массив двуслюдяных гранитов, на которых отложения среднего и верхнего карбона залегают трансгрессивно. Более молодые интрузии (вероятно, в большинстве позднекарбоновые по возрасту) распространены в северной части зоны, они сложены кварцевыми диоритами, порфиридовидными биотитовыми гранитами, лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами.

Структура палеозойского комплекса Байсун-Кштутской зоны в вертикальном разрезе — четырехъярусная. Первый ярус образуют девонские отложения, второй — ниже- и среднекарбоновые (нижняя половина среднего карбона), третий — средне- и верхнекарбоновые и, наконец, четвертый — пермские. Интенсивность дислокации трех нижних структурных ярусов примерно одинаковая, породы четвертого яруса нарушены слабо. Таким образом, герцинская структура зоны создана в результате проявления трех орогенических фаз: позднедевонской (?), среднекаменноугольной и позднекаменноугольной.

Основные структурные элементы, выполняющие пространство зоны, имеют простирание в соответствии с дугообразной формой зоны в плане: в северной, меньшей части зоны простирания широтные, в южной ее половине господствуют простирания с северо-востока на юго-запад.

На севере зоны крупнейшей структурой является синклиналь, в мульдовой части которой располагается толща верхнего девона. Ось структуры вытянута в широтном направлении, углы падения слоев на крыльях достигают 65—70°. Восточнее описанной складки, в средней части бассейна р. Кштут, отмечается еще одна крупная синклиналь, сложенная каменноугольными породами. Складка осложнена дополнительной мелкой волнистостью и рядом небольших разрывов. Южное крыло (угол падения около 50°) синклинали круче северного. Простирание складки широтное.

Вся центральная часть Байсун-Кштутской зоны почти лишена палеозойских отложений, здесь широкой полосой обнажается метаморфическая толща докембрия. Хотя она и отличается сложной и довольно-таки бессистемной дислокацией, но господствующее на этом отрезке юго-западное простирание структур выявляется достаточно надежно. До-

кембрию свойственна моноклиальная структура, в пределах которой слои относительно не круто (от 30 до 60°) падают на северо-запад. Палеозойские отложения присутствуют здесь на небольшой площади и также характеризуются простиранием в направлении с юго-запада на северо-восток.

Южнее Гуматакского интрузива развита толща отложений среднего и верхнего карбона (алячапанская свита). Она сложно дислоцирована, углы падения слоев здесь большие (55—75° и более), составить мнение о преобладающем структурном направлении затруднительно.

Слоистые эффузивные образования перми (четвертый структурный ярус) полого падают на запад или северо-запад.

Бешнаульская¹ зона располагается севернее Байсун-Кштутской. Палеозойские толщи, принадлежащие зоне, обнажаются лишь на сравнительно небольшой площади в верховьях рек Кашкадарья и Туполаги. Вся же остальная территория, которая предположительно может быть отнесена к данной зоне, закрыта мезозойско-кайнозойскими осадками. В такой ситуации судить о конфигурации зоны и ее северной границе затруднительно. Однако мы должны учесть то обстоятельство, что палеозойский разрез Бешнаульской зоны ограничен с севера линией Главного Гиссарского разлома — одного из наиболее крупных краевых разломов Гиссаро-Алая. Восточнее, где этот разлом проходит по области сплошного развития палеозойских образований, он на всем своем протяжении разграничивает различные типы палеозойских разрезов. Логично поэтому допустить, что и на западном его фланге указанная особенность сохраняется, и, следовательно, севернее его линии тип разреза Бешнаульской зоны не распространяется. В таком случае ширина зоны составит 35—40 км.

Стратиграфическая колонка Бешнаульской зоны ограничивается отложениями нижнего отдела каменноугольной системы, которые несогласно залегают на толще допалеозойских гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов. Разрез нижнего карбона характеризуется значительной изменчивостью состава, хотя в целом он повсеместно остается эффузивно-осадочным. На западе распространены кварцевые порфиры, фельзиты и кварцевые порфиры, среди которых на разных уровнях располагаются горизонты и линзовидные прослои кварцево-серицитовых сланцев, песчаников и туфов. В восточном направлении, по данным Г. С. Чикрызова и Х. В. Рыскиной, осадочно-эффузивный комплекс постепенно обогащается горизонтами эффузивных диабазов с прослоями песчаников, алевритов, известняков и туфов до почти полного исчезновения из разреза кислых разновидностей вулканогенных пород. В основании толщ иногда встречаются базальные конгломераты. В верхней части осадочно-эффузивного комплекса развиты полосчатые ороговикованные сланцы. Возраст накоплений определяется по редким находкам нижнекарбонных брахиопод. Мощность отложений исчисляется в 1500—2500 м.

В южной части зоны, на склонах горы Карасан, обнажается несколько специфический разрез нижнего карбона (Чуенко, 1937), отличающийся тем, что в его основании развита довольно мощная свита осадочных пород. Здесь развиты базальные конгломераты, тонкоплитчатые песчаники, песчанистые сланцы, известняки в виде прослоев и одного мощного (до 100 м) горизонта. Более высокая часть разреза и здесь сложена кварцевыми порфирами, их туфами и туфопесчаниками.

Нижнекарбонная толща несогласно перекрыта мезозоем с осадками рэта в его подошве.

Интрузивные породы очень широко распространены в восточной части Бешнаульской зоны. Они представлены тоналитами, плагиогранитами, гра-

¹ Зона ранее (Кухтиков, 1956) была названа мною Сузыстауской, что по ряду причин следует признать неудачным.

нодиоритами, кварцевыми диоритами и лейкократовыми красными гранитами. Время внедрения интрузий указанного состава, по-видимому, следует поставить в связь с временем проявления основной фазы орогенических движений в зоне. На этом основании возраст интрузий может считаться раннекаменноугольным.

Тектоническая структура Бешнауской зоны — одноярусная. Время ее возникновения скорее всего приходится на конец раннего карбона. Зона слегка изогнута в плане, выпуклость обращена на северо-запад.

Метаморфические толщи докембрия, развитые по долине р. Танхазыдаря, отличаются устойчивым падением в юго-западном направлении, углы падения обычно изменяются в пределах 50—70°. Несогласно залегающая на них толща карбонатовых накоплений смята в пологую синклиналь, ось которой простирается субширотно.

Нижнекаменноугольные породы на западном склоне гор Бешнау и в долине р. Кызыл-Дарьи характеризуются очень крутым (60—80°) падением в общем южном направлении. Не исключено, что это северное крыло вышеупомянутой синклинали.

На этом может быть закончено краткое описание выделяемых мною тектонических зон, находящихся на территории Южного Гиссара. Приведенная характеристика зон, мне кажется, с достаточной ясностью и определенностью показывает принципиальные различия комплексов геологических образований, выполняющих зоны, и истории их развития. Я считаю, что современное состояние геологической изученности Южного Гиссара уже не позволяет объединить всю его территорию в единую Южно-Гиссарскую тектоническую (или структурно-фациальную) зону, как это вслед за Н. М. Синицыным (1957) делают еще многие исследователи (Овчинников, 1959; Горецкая и Морозенко, 1962; Тарасенко, 1961).

Система описанных тектонических зон с севера ограничена Главным Гиссарским разломом. Для нее в целом, как и для каждой зоны в отдельности, характерна закономерная изогнутость в северном направлении.

Центрально-Гиссарская зона в виде полосы шириной от 15 до 40 км располагается в осевой части Гиссарского хребта. С севера она ограничена Гиссаро-Каратегинским разломом, по которому граничит с Гарм-Хайтской, Барзанги-Шумкарской и Ягнобской тектоническими зонами. Протяженность зоны по простиранию более 300 км.

Стратиграфическая колонка палеозойских напластований Центрально-Гиссарской зоны отличается очень большой мощностью и почти полной непрерывностью. Разрез начинают осадки нижнего палеозоя. Верхнеордовикские кораллы установлены А. И. Лаврусевичем в свите известняков в районе перевала Мунор. К сожалению, эта свита с окружающими ее толщами имеет тектонические контакты.

В составе силурийских отложений в непрерывном разрезе палеонтологически обосновывается присутствие всех ярусов системы. Нижняя часть разреза состоит в основном из серицито-хлоритовых сланцев и их разновидностей, в ее верхних горизонтах нередко наблюдаются пачки светлых кварцитов и карбонатных пород. Вторую часть представляет толща преимущественно карбонатного состава — известняки и доломиты. Суммарная мощность силурийских накоплений достигает 4500 м.

Переход от верхнесилурийских отложений к нижнедевонским — согласный и постепенный. Вся непрерывно пластующаяся толща девона сложена известняками различного габитуса: в нижнем девоне преобладают светло-серые массивно-слоистые разности, в среднем — тонкослоистые серые и темно-серые, в верхнем — розовые светлые массивные и массивно-слоистые, бедные органическими остатками. Общая мощность девона близка к 2000 м.

Верхнедевонские известняки вверх по разрезу постепенно сменяются нижнекаменноугольными, представленными той же разновидностью в низах толщи. Поэтому проведение границы между системами возможно только по палеонтологическим данным. Свита каменноугольных известняков, обычно массивных и массивно-слоистых, серых и светло-серых, включает осадки визе, намюра и низов среднего отдела, как это установлено В. Д. Салтовской (1961). Присутствие осадков турнейского яруса, несмотря на очевидную непрерывность разреза, до сих пор палеонтологически обосновать не удалось, только фораминиферы дают возможность говорить о девон-турнейских слоях (Кухтиков, Салтовская, Черенков, 1957). Мощность известняков карбона около 800 м.

Верхнюю часть карбонового разреза составляет толща терригенных накоплений изменчивого фациального состава. В основном здесь развиты песчано-глинистые сланцы, кварцевые и полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Кроме перечисленных пород, встречаются также прослои известняков, пачки кремнистых сланцев и изредка небольшие тела эффузивных образований. На юге зоны свита без видимых признаков несогласия залегает на вышеописанных известняках, на севере зоны она лежит на подстилающих отложениях с разрывом и небольшим угловым несогласием (до 20°). Мощность отложений до 3000 м.

Весьма замечательной особенностью описываемой толщи является присутствие в ней среди вышеотмеченных разновидностей пород большого числа разновеликих глыб и бескорневых утесов, образованных чаще всего известняками нижнего карбона, девона, силура, а также глыб кремнистых сланцев, гнейсов и, возможно, гранитов. Форма глыб меняется от округлой, изометричной до сильно вытянутой линзовидной. Размеры их колеблются в широком диапазоне — от обычных крупных валунов до гигантских утесов в 2—3 км по длинной оси.

В возрастном отношении охарактеризованные терригенные отложения относятся к среднему и верхнему отделам карбона.

На площади Центрально-Гиссарской тектонической зоны интрузивная деятельность была малоактивной. Сравнительно крупные массивы интрузивных пород, представленных гранитоидами, имеются только на ее флангах. На востоке зоны наиболее значительный по размерам Комсомолабад-Канязский pluton сложен крупнозернистыми гранитами (основная фаза), граносиенитами и сиенитами; на западе своими размерами выделяется многофазный Каратюбинский интрузив. Последний образован, по данным Н. Д. Зленко, последовательными интрузиями: 1) кварцевых порфиров и гранит-порфиров; 2) кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов; 3) порфировидных биотитовых гранодиоритов и гнейсо-гранодиоритов; 4) двуслюдяных и турмалиновых гранитов; 5) аплитовидных и аплитовидно-пегматоидных гранитов.

В Чимтаргинском секторе зоны имеются небольшие штокообразные тела щелочных пород состава щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и т. п. (Белов, 1949).

Интрузии Центрально-Гиссарской зоны прорывают верхнепалеозойскую терригенную толщу. Время их образования следует приурочивать к эпохе позднего карбона, причинно связывая интрузивную деятельность и процессы диастрофизма.

В мощной толще палеозойских накоплений описываемой зоны значительные несогласия не установлены, дислоцированная конформно структура зоны, таким образом, представляется одноярусной. Господствующими структурными элементами в пределах этого яруса являются более или менее мощные и протяженные моноклинали, всегда характеризующиеся крутым падением слоев. В каждом конкретном поперечном сечении зоны число моноклиналей и направление их падения могут изме-

няться без какой-либо очевидной закономерности. Простираются структуры близки к широтному, но у восточного окончания зоны наблюдается преобладание направления с северо-запада на юго-восток.

Складчатые дислокации в Центрально-Гиссарской зоне почти не наблюдаются. Исключением может быть широкая спокойная Чимтаргинская синклиналь, мультяная часть которой выполнена девонскими и нижнекарбонными известняками.

Гарм-Хаитская зона располагается к востоку от Центрально-Гиссарской кулисообразно по отношению к ее флангу. Южная граница зоны на протяжении примерно 50 км проходит по Гиссар-Каратегинскому разлому, остальной, большой отрезок этой границы выражен Вахшским краевым разломом. Северная граница также образована линией краевого разлома — Восточно-Каратегинского. Наибольшей ширины (около 30 км) зона достигает в районе Гарма, здесь ее длина более 150 км. Имея форму весьма сильно вытянутой линзы, Гарм-Хаитская зона простирается в направлении на восток-северо-восток. Она стоит в ряду целой серии зон, располагающихся севернее, которым свойственна форма очень пологих дуг, обращенных выпуклостью к югу.

В стратиграфическом отношении Гарм-Хаитская зона замечательна широким распространением на ее площади древних докембрийских метаморфических образований. Метаморфический комплекс Гармского района в геологических работах нередко называется каратегинской свитой или толщей. В его сложении участвуют разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты, встречаются прослои амфиболитов и участки мигматитов. В Хаитском районе метаморфическая серия имеет несколько иной состав; здесь преобладают темно-серые биотит-плагноклазовые, кварц-биотитовые и биотитовые сланцы, заключающие прослои и линзы мраморов, роговиков, мигматитов и гнейсов.

На метаморфическом основании несогласно залегают палеозойские отложения, распространенные в рассматриваемой зоне очень мало. Нижние горизонты палеозойской толщи принято в настоящее время относить к среднему девону, а обособляющуюся в основании разреза свиту индексировать как средний девон — нижний карбон (?). Свита сложена чередованием пачек темных ороговикованных глинистых кварцевослюдистых и других сланцев, мелкозернистых песчаников, темных тонкослоистых глинистых искрящихся доломитов. Мощность отложений порядка 600 м.

Большой интерес представляют открытые геологической партией А. В. Бурмакина в 1959 г. на левобережье р. Сангикар нижнекаменноугольные отложения. На подстилающих породах они залегают трансгрессивно.

Разрез толщи нижнего карбона подразделяется на две части. Внизу лежат розоватые и серые песчаники с прослоями песчаных известняков и реже гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Вверху залегают темно-серые и светлые брекчированные известняки. Возраст отложений доказывається находками фораминифер. Мощность отложений равна 500—600 м. Верхним членом стратиграфической колонки данной зоны является толща красноцветных гравийных конгломератов мощностью до 500 м. Эти отложения палеонтологически не охарактеризованы. Условно их можно сопоставлять с ханакинской свитой, которую они более всего напоминают по внешнему облику.

Палеозойские отложения несогласно перекрыты нижним мелом.

Интрузивные породы в Гарм-Хаитской зоне образуют как крупные массивы, так и многочисленные жилы и импрегнации. Большая часть образований этого рода, находящихся в центральной и восточной частях зоны, тесно связана с метаморфическим комплексом и, по моему мнению, имеет докембрийский возраст.

В западной части зоны находится крупный Гармский гранитоидный массив, состоящий в основном из порфиroidных гранитов и гранодиоритов, а также лейкократовых гранитов. Время внедрения интрузии скорее всего раннекаменноугольное, когда на площади зоны проявилась основная орогеническая фаза. Формирование интрузива завершается внедрением небольших порций щелочной магмы и образованием даек. По возрасту щелочные породы сейчас принято считать пермскими.

Герцинская структура Гарм-Хаитской зоны на основе имеющихся материалов представляется двухъярусной. Первый структурный ярус образует толща девон-карбоновых пород, второй — верхнепалеозойские красноцветы. Отложения первого яруса, развитые в западной части зоны, собраны в крупную синклираль с углами падения крыльев от 40 до 70°. Простираие структуры субширотное с отклонением к северо-востоку. Верхнепалеозойские породы отличаются очень спокойным моноклиральным залеганием; пласты падают на северо-запад, углы наклона не превышают 30°.

Рассмотрение структуры докембрийского основания не входит в нашу задачу. Здесь поэтому можно ограничиться лишь указанием, что в толщах слоистых докембрийских пород преобладают обычно крутые моноклиральные залегания. Но на правом склоне р. Сурхоб в районе Джиргитала наклоны слоев уменьшаются до 20—25°.

Барзанги-Шумкарская зона занимает осевую часть Гиссарского и Алайского хребтов в области их сочленения. В виде полосы шириной от 12 до 30 км она вытягивается в субширотном направлении, достигая длины более 250 км.

Геологическая изученность территории зоны в настоящее время по причине ее отдаленности и труднодоступности оставляет желать лучшего. Поэтому приводимая ниже характеристика ее должна рассматриваться в значительной мере как предварительная.

В Барзангинском горном узле, а также в Хаитском и Джиргитальском районах выступает на поверхность допалеозойское основание, сложенное гнейсовидными кварцево-серицитовыми и биотитовыми сланцами. Вероятно, эту серию следует считать протерозойской.

Протерозойские отложения без признаков углового несоответствия перекрываются палеозойской сланцево-песчаниковой толщей, относимой обычно к нижнему силуру. Но фаунистические находки, на основе которых датируется возраст пород, значительно удалены от кровли метаморфической серии и поэтому предположение в разрезе аналогичных отложений нижнего палеозоя представляется весьма правдоподобным.

Фаунистически охарактеризованные силурийские отложения выражены кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами сначала с маломощными прослоями и линзами карбонатных пород, а затем с обособлением в кровле разреза целой толщи известняков мощностью около 1000 м. Верхние горизонты, возможно, принадлежат уже нижнему девону. В бассейне р. Тамдыкуль в нижней половине сланцево-песчанистой свиты широко распространены сильно метаморфизованные глинисто-углистые сланцы типа граптолитовых. Суммарная мощность этих накоплений порядка 6000 м.

Выше с небольшим угловым несогласием залегает толща верхнепалеозойского возраста. Она в основном сложена конгломератами, среди которых встречаются прослои черных глинистых сланцев и крупнозернистых песчаников. Конгломераты и песчаники имеют буроватую и реже зеленовато-серую окраску. Мощность этих образований на р. Яманкырчин достигает 1200 м.

Возраст описанной толщи доказывается находками в ней фораминифер среднего и верхнего карбона. Допускаемое многими геологами присутствие в верхних горизонтах толщи нижнепермских осадков обосно-

вываается находками верхнекаменноугольных окаменелостей в гальках конгломератов. К этому можно добавить, что А. А. Кузнецовым в 1938 г. в районе нижнего течения р. Такелик были собраны, по заключению М. В. Куликова, верхнепермские пеллециподы.

Палеозойский комплекс с разрывом и угловым несогласием перекрыт отложениями юры.

Интрузивные образования в Барзанги-Шумкарской зоне, как и в других уже описанных зонах, представлены комплексом гранитоидов. Наиболее крупные интрузивные массивы находятся в бассейне р. Обизанку. Они сложены порфировидными и равномернозернистыми гранитами и гранодиоритами. Возраст интрузии определяется по активному контакту с толщей отложений верхнего палеозоя.

В бассейне р. Тамдыкуль З. М. Ляшкевич (1959) установила небольшое тело щелочных пород, расположенное среди поля силурийских отложений. В его состав входят нефелиновые и щелочные сиениты и диориты. Считается, что образование этой интрузии произошло в эпоху завершения магматических процессов.

Несогласие, наблюдающееся в основании верхнепалеозойской толщи, в структурном отношении представляется несущественным. Поэтому вся толща палеозойских накоплений Барзанги-Шумкарской зоны может считаться принадлежащей одному структурному ярусу.

Тектоническая структура яруса сформирована в пермскую орогеническую фазу.

Дислокация отложений очень интенсивная, углы падения слоев измеряются многими десятками градусов, наиболее обычен диапазон 40—70°. Но морфологический рисунок структурных форм все же прост; в зоне преобладают крупные моноклиальные структуры. Региональные складчатые формы встречаются относительно редко и в подавляющем большинстве случаев выражены синклиналями.

Структуры первого порядка в некоторых местах осложнены мелкой подчиненной складчатостью. Она наиболее развита в долинах рек Пиазы, Тамдыкуль, Питаукуль.

Ягнобская зона охватывает почти полностью территорию Зеравшанского хребта и часть северного склона Гиссарского. Протяженность зоны около 250 км, ширина — 20 км. Северная граница зоны проходит по Зеравшанскому разлому.

Допалеозойские отложения в Ягнобской зоне выходят на поверхность в нескольких местах в виде нешироких полос. Во всех известных выходах они представлены гнейсовидными сланцами кварц-хлоритового состава. Структурное несогласие между гнейсовидными сланцами и перекрывающей их палеозойской толщей менее метаморфизованных осадков в обнажениях не отмечается.

Нижнепалеозойские отложения Ягнобской зоны еще достаточно не изучены, но присутствие здесь аналогов ордовика уже доказано (Виноградов, 1961). Развитие кембрийских отложений можно предполагать на основе определений спор в образцах из коллекций А. Б. Коровкина. Нижнепалеозойская толща имеет мощность порядка 1500 м, она сложена в основном хлорито-серицитовыми сланцами, среди которых есть редкие прослойки карбонатных пород.

Разрез силурийской системы отчетливо распадается на две неравновеликие части. Нижнюю слагают лландоверийские и венлокские отложения, выраженные мощной (около 3000 м) толщей метаморфизованных песчано-глинистых сланцев с прослоями известняков и доломитов. Вторую часть разреза представляет толща лудловского яруса, сложенная преимущественно доломитами и известняками. В ее средней части обособляется свита тонкоплитчатых известняков с тонкими прослойками сланцев. По простиранию эта свита нередко меняет свой состав таким

образом, что ее карбонатная компонента почти полностью вытесняется песчано-сланцевой. Мощность лудлова не менее 1500 м. Возраст описанных отложений устанавливается по довольно обильным остаткам табулят, брахиопод и ругоз.

Верхнелудловские отложения трудно отделимы от нижнедевонских, так как те и другие выражены в одной фации (светлые розоватые и серые известняки), а ископаемые органические остатки в нижнем девоне встречаются крайне редко. Мощность накоплений нижнего девона поэтому определить трудно; П. Д. Виноградов в работе 1961 г. называет цифру 1000 м, другими исследователями обычно указывается меньшая мощность.

Охарактеризованные выше палеозойские отложения образуют непрерывную серию осадков. На них с размывом залегают отложения среднедевонского-нижнекаменноугольного возраста. Эта толща сложена зелеными кварцево-хлорито-серицитовыми и кремнистыми сланцами с пластами детритусовых и криноидных известняков, а в верхах ее разреза, по данным З. З. Муфтиева, наблюдаются рассланцованные песчаники, полимиктовые конгломераты, мраморизованные известняки и доломиты. Мощность разреза свиты около 2500 м.

Присутствие в составе свиты среднедевонских осадков определяется по остаткам криноидей, верхний возрастной предел обосновывается лишь посредством аналогий.

Выше в описываемой колонке помещаются отложения нижнего карбона (визе-намюр). На подстилающих породах они лежат с угловым несогласием, величина которого достигает 90° . В основании свиты находятся песчаники, сланцы и конгломераты с прослоями мергелей. Весь остальной разрез сложен известняками. Общая мощность отложений нижнего карбона здесь около 700 м.

Разрез Ягнобской зоны заканчивают красноватые и бурые конгломераты, по всей вероятности верхнепалеозойского возраста. Небольшие их выходы сохранились в районе перевала Хоки.

Интрузивные породы в Ягнобской зоне известны лишь в виде немногочисленных тел очень небольших размеров. Почти все они сложены гранитоидами, близкими к гранодиоритам. Примером может служить Петинский плутон площадью около 7 км². На востоке зоны близ ее южной границы находятся небольшие массивы щелочных сиенитов и щелочных гранитов. Время внедрения гранитоидных тел данной зоны, если его связывать с основной фазой орогенических движений, необходимо признать раннекаменноугольным (турнейским?), а может быть и позднедевонским.

Толща палеозойских накоплений, начиная от древнейших ее горизонтов и кончая турнейскими (?) или верхнедевонскими, дислоцирована конформно. Она представляет первый структурный ярус, сформированный в фазу позднедевонских или раннекарбонных движений. Преобладающие структуры в этом ярусе — моноклинали, падающие в северном или южном направлении. Углы наклона чаще всего порядка $40-60^\circ$. Примеры структур этого рода можно видеть в разрезе зоны по ущелью р. Фандарья.

Складчатые дислокации редки. Крупная синклиналь с ядром из нижнедевонских отложений наблюдается в нижнем течении р. Ягноб. Ее сложный профиль хорошо виден в скалистом Маргибском массиве.

Простираение структурных элементов описанного яруса широтное, с некоторым отклонением от него на флангах зоны. Почему она и принимает фигуру очень пологой дуги, слегка выпуклой на юг.

Второй структурный ярус образуют визе-намюрские отложения. От размыва уцелели небольшие их площади, поэтому о характере дислокаций судить затруднительно. Но одно несомненно, толща данного яруса

дислоцирована спокойно, углы наклона не превышают в Джижикрутской синклинали 20° , а на правобережье р. Ягноб — 50° . Орогеническая фаза, сформировавшая структуру второго структурного яруса, проявилась в конце нижнего карбона или в начале среднего.

Третий структурный ярус выражают верхнепалеозойские конгломераты района перевала Хоки. Они сохранились в виде нескольких небольших останцов. Слои верхнего палеозоя лежат в них почти горизонтально. Таким образом, тектоническая структура Ягнобской зоны во всех своих важнейших чертах была создана не позже начала эпохи верхнего палеозоя.

В заключение здесь представляется уместным напомнить, что серия охарактеризованных зон — Центрально-Гиссарская, Гарм-Хантская, Барзанги-Шумкарская, Ягнобская — нередко описывалась до сих пор как единая Зеравшано-Гиссарская или Зеравшано-Алайская структурно-фациальная зона. Неправомочность такого объединения, мне кажется, на основе вышеизложенного становится ясной.

Зеравшано-Туркестанская зона большей своей частью находится в пределах долины р. Зеравшан. Ее северная граница совпадает с линией Туркестано-Алайского краевого разлома, проходящего в широтном направлении в приводораздельной полосе северного склона Туркестанского хребта. Ширина зоны составляет 30 км, протяженность ее в пределах Гиссаро-Алая (от Гобдунтау на западе до выклинивания на долоте 71°) около 400 км. У западной оконечности Туркестанского хребта и в Гобдунтау простираение зоны отчетливо северо-западное, восточнее — широтное.

По-видимому, как и во всех уже описанных зонах, в Зеравшано-Туркестанской зоне на дневную поверхность выходит докембрийское основание. В осевой части Туркестанского хребта обнажаются различные кристаллические сланцы (биотитовые, ставролитовые, гранатовые и т. п.), гнейсы и мраморы.

Палеозойская группа, если основываться на известных здесь древнейших органических остатках, начинается осадками ордовика. Последние совместно с силурийскими образуют единую в литолого-фациальном и структурном отношении мощную (до 7000 м) толщу, охарактеризованную граптолитами. Толща представляет перемежаемость зеленых плотных мелкозернистых песчаников, темных глинистых и углисто-глинистых сланцев и подчиненных редких прослоев известняков и доломитов. Кроме ордовикских граптолитов, из этих отложений известны граптолиты лландовери, венлока и нижнего лудлова.

Разрез силура завершает маломощная свита верхнего лудлова, состоящая в основном из известняков, но в нижней части содержащая глинистые сланцы и, вероятно, конгломераты.

Верхнелудловские и вышележащие девонские известняки пластуются согласно, разрез накоплений совершенно непрерывный, причем эта важная особенность подтверждается и палеонтологическими данными (Виноградов и др., 1961). Мощность девонских известняков не превышает 300 м, причем в такой маломощной свите имеются аналоги всех трех отделов системы.

Каменноугольные отложения зоны подразделяются на две части. Нижняя объединяет известняки нижнего и низов среднего карбона. Совместно с девонскими известняками они образуют единую труднорасчленимую толщу. Мощность известняков твердо не установлена, во всяком случае она не менее 400 м.

Вторую часть разреза выражает толща терригенных накоплений, залегающая на подстилающих отложениях трансгрессивно, но без признаков углового несогласия. Преобладающей породой в составе толщи являются песчано-глинистые и глинистые сланцы. Но наряду с ними в раз-

ных местах зоны — в разных соотношениях, в ее сложении участвуют песчаники, известняки, кремнистые сланцы, гравелиты и конгломераты. Для толщи очень характерно большое количество бескорневых глыб пород другого возраста, сингенетично заключенных среди сланцев, песчаников или доломитами. Такие глыбы чаще всего сложены известняками или доломитами, но встречаются также глыбы кремнистых сланцев и гнейсов. Возраст терригенной толщи по фораминиферам устанавливается как средний карбон. Ее мощность равняется 1000—1500 м.

На этом стратиграфическая колонка палеозоя в рассматриваемой зоне заканчивается.

Интрузивные образования наиболее часто встречаются на востоке Туркестанского хребта, на западе зоны наблюдаются лишь разнообразные по составу дайковые тела. Характерная особенность интрузивного комплекса — присутствие в его составе, кроме обычных для Гиссаро-Алая гранитоидов, массивов щелочных пород. Среди гранитоидов здесь наиболее часты порфиридные и равномернозернистые граниты, а также интрузивы кварц-диоритового и гранодиоритового составов. Щелочная группа объединяет довольно разнообразные породы от щелочных и нефелиновых сиенитов до гранитов и сиенитов нормального щелочноземельного состава.

Внедрение интрузий Зеравшано-Туркестанской зоны, по всей вероятности, происходило в среднекаменноугольную эпоху или в начале верхнего карбона.

Тектоническая структура зоны, несмотря на значительную в некоторых местах глубину среднекарбового размыва, выступает все же как одноярусная. Терригенная толща среднего карбона, лежащая выше поверхности размыва, и подстилающие ее отложения дислоцированы в целом конформно. Наблюдающаяся в силурийских отложениях южного склона Туркестанского хребта мелкая, прихотливого рисунка, складчатость имеет, надо полагать, гравитационно-оползневое происхождение.

В самых общих чертах строение зоны в центральном ее секторе может быть обрисовано следующим образом. На левобережье р. Зеравшан наблюдается крупная моноклираль с крутым падением слоев на юг. Лишь в небольшой степени она осложнена дополнительной складчатостью, чаще всего локализованной в толще силурийских песчано-сланцевых пород. На южном склоне Туркестанского хребта либо развита относительно простая моноклираль, падающая к северу, либо, что бывает чаще, моноклиральное залегание оказывается осложненным интенсивнейшей мелкой складчатостью, опрокинутой в южном направлении. Близ водораздела хребта происходит смена полосы сложной мелкой дислокации простым моноклиральным залеганием напластований с более или менее крутым падением на юг. Друг от друга описанные основные элементы структуры отделены разрывами.

Главная орогеническая фаза в Зеравшано-Туркестанской зоне проявилась в среднем или в начале верхнего карбона.

На севере Гиссаро-Алая находятся три тектонические зоны из числа перечисленных во Введении — Курганакская (Сурметашская), Высоких предгорий Алая и Карачатырская. Все эти зоны были выделены Н. М. Синицыным и получили в его опубликованных работах краткую, но исчерпывающую характеристику своей тектонической сущности (Синицын, 1957, 1960). Автору удалось проследить названные зоны Н. М. Синицына западнее тех мест, которыми первоначально ограничивалось их распространение. Развернутая характеристика этих зон здесь не дается. Можно лишь коротко отметить следующее.

Курганакская зона (она, по-видимому, образует западное продолжение Сурметашской зоны Н. М. Синицына) выявляется прежде все-

го как узкий и глубокий позднепалеозойский прогиб, выполненный флишoidalного типа отложениями среднего и верхнего карбона и, возможно, нижней перми. Его складчатая структура сформирована в ранней перми. В эту же эпоху произошло внедрение интрузий, представленных в гранитоидной и щелочной фациях.

Зона Высоких предгорий Алая замечательна мощным и практически непрерывным разрезом от ордовика до среднего карбона включительно. Тектоническая структура зоны — результат проявления среднекарбоневой орогенической фазы.

Карачатырская зона от смежных зон обособляется как по характеру стратиграфического разреза, так и, в первую очередь, многоярусностью своей тектонической структуры. Значительное структурное несогласие отмечается между отложениями нижнего и среднего карбона. главное — между верхним карбоном (швагериновый горизонт) и пермью, небольшое — между пермью и мезозоем. Интрузивная деятельность в данной зоне замечательна одной весьма самобытной особенностью: здесь имеются ультраосновные интрузии, раннекаменноугольные по возрасту.

В заключение хотелось бы отметить, что расшифровка тектонической зональности Гиссаро-Алая позволит глубже понять историю его тектонического развития, более целеустремленно и рационально проводить на этой территории геолого-поисковые и геологосъемочные работы.

Литература

- Белов И. В. О происхождении щелочных пород Центрального Таджикистана.— Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1949, вып. 21.
- Виноградов П. Д. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса.— Информационный сборник Всес. н.-и. геол. ин-та, 1961, № 46.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тяньшаньская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Виноградов П. Д., Никифорова О. И., Обут А. М., Торшин Н. С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана.— В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, 1962, 73, петрогр. сб., № 4.
- Горецкая Е. Н., Рысин П. Г. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Ханакинской интрузии плагиогранитов.— Зап. Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1.
- Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.— Ученые записки Сред.-Аз. н.-и. ин-та геол. и мин. сырья, 1961, вып. 6.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань).— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1956, вып. 1.
- Кухтиков М. М., Салтовская В. Д., Черенков И. Н. К вопросу стратиграфии палеозойских терригенных отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— Докл. АН ТаджССР, 1957, вып. 22.
- Ляшкевич З. М. Петрография щелочных массивов западной части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс., Львов, 1959.
- Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область.— В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Овчинников С. К. Структурные этажи Южного Гиссара.— Изв. отд. естеств. наук АН ТаджССР, 1959, вып. 3.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН УзССР. Ташкент, 1959.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня.— Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938.

- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Салтовская В. Д. К стратиграфии карбона Центрального Таджикистана.— Докл. АН ТаджССР, 1961, 4, № 3.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент, Изд-во Сред.-Аз. ун-та, 1960.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестник Ленингр. ун-та, 1957, № 12.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань).— Информационный сборник Всес. н.-и. геол. ин-та, 1961, № 46.

Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан)

Территория Центрального Таджикистана — хребты Туркестанский, Зеравшанский и северный склон Гиссарского — представляет один из западных секторов обширной складчатой системы, образованной из осадочных формаций палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня. Д. В. Наливкин (1926, 1936) был первым, кто обратил внимание на зональность геологического строения территории Средней Азии и установил весьма важную роль герцинского этапа в формировании данной складчатой системы («центральных дуг»). Основные представления о строении геосинклинали, закономерностях и этапах ее развития были сформулированы В. А. Николаевым (1944, 1946, 1953). Основы стратиграфии рассматриваемого района разработаны А. П. Марковским (1931, 1934).

Главнейшие черты структурного плана и общей конфигурации палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня были обусловлены особенностями взаиморасположения крупных геоантиклинальных массивов, таких как Таримский, Южно-Таджикистанский («Каратегинское поднятие»; В. И. Попов, 1938), «Каракумское материковое ядро» (Попов, 1955), пояс каледонид Северного Тянь-Шаня, Гармский массив (Д. Р. Мучаидзе, А. В. Бурмакин) и др. Очень важная роль этих массивов («срединных масс») в региональной структуре была отмечена в работах В. А. Николаева (1953; Методическое руководство..., 1957) и подтверждена исследованиями многих других геологов. Срединные массы, по мнению В. А. Николаева, — это наиболее существенные элементы в строении каждого подвижного пояса на любом этапе его формирования. Они сложены геосинклинальными комплексами (магматическими, метаморфическими и осадочными) предшествующих периодов геосинклинального развития и без значительных изменений своей внутренней складчатой структуры, длительно существуют в рамках более молодых периодов развития подвижного пояса как крупные геоантиклинали. Некоторые части их представляют области поднятий и энергичного размыва, снабжающие обломочным материалом окаймляющие их геосинклинальные прогибы. Геоантиклинальные массивы в них объясняют многие специфические особенности расположения структурных элементов палеозойских толщ, огибающих эти массивы, и, в частности, общий дугообразный изгиб простираний палеозойских толщ Южного Тянь-Шаня.

Изучение осадочных формаций геосинклинальных прогибов, их соотношений и структурных форм приводит к выводу о большой длительности процесса формирования структуры района, соизмеримой с длительностью осадконакопления. Существующее представление об этом районе, как области герцинской складчатости, в которой весь комплекс палеозойских отложений смят в складки движениями только или преиму-

щественно герцинского этапа, требует существенных уточнений. Структура палеозойских толщ района представляет суммарный результат всех тектонических движений в течение эры, в том числе движений раннего и среднего этапов, заложивших основы структуры и предопределивших расположение, масштабы и контуры герцинских структурных элементов.

По представлениям В. А. Николаева, которых придерживается и автор данной работы, в пределах геосинклинали различаются внутренние и периферические зоны. Внутренняя часть геосинклинали, известная в литературе под наименованием Алай-Кокшаальской зоны, представляет область наиболее ранних прогибов. Образование первых прогибов относится к раннепалеозойскому времени. В среднюю и позднюю эпохи девона происходит расширение геосинклинали; прогибание распространяется на ее периферические или краевые зоны, где до этого преобладал геосинклинальный режим. Одновременно во внутренних зонах геосинклинали происходит отмирание ряда прогибов; заметно расширяется площадь участков поднятий. В каменноугольном периоде, когда краевые зоны испытывают максимум интенсивности погружения, во внутренней части геосинклинали осадконакопление ограничивается пределами узких и, возможно, прерывистых депрессий, пролежавших между более обширными участками поднятий. К середине пермского периода, а может быть и несколько ранее, тектоническая активность внутренней области геосинклинали постепенно затухает. Таков в основном ход развития геосинклинали.

В данной статье рассматривается история только внутренней части геосинклинали. Ее геологическое развитие представляет по своему существу процесс последовательного возникновения и отмирания прогибов и поднятий. Здесь намечается не менее пяти генераций прогибов. Каждая из них занимала промежуток времени длительностью в 1—1,5 геологического периода.

В разное время каждый участок геосинклинали испытал стадию интенсивного прогибания, вещественным результатом которой явилась осадочная формация, соответствующая данному геотектоническому режиму и другим условиям осадконакопления. Такие формации присутствуют в той или иной части разреза каждой структурно-фациальной зоны. Они обычно отличаются значительной мощностью и характерными особенностями состава и строения разреза. В общем разрезе отложений зоны такую формацию подстилают и покрывают отложения также морского происхождения, но гораздо менее мощные и более разнообразные по литологическому составу и текстурным особенностям, в строении разреза которых не всегда улавливается единая для всего их комплекса закономерность, как, например, ритмичность, определенная тенденция изменения состава и т. п. Некоторые осадочные комплексы подобного типа отличаются особенной маломощностью, неустойчивостью и прерывистостью разреза. Нередко в них наблюдается чрезвычайное изобилие и разнообразие органических остатков наряду с их хорошей сохранностью.

Мощные формации геосинклинальных прогибов полностью нигде не перекрывают одна другую. Общие контуры их в плане резко смещаются в ту или иную сторону. Обычно они залегают рядом, располагаясь на различных стратиграфических уровнях, хотя в некоторой своей части соседние формации разновозрастны, а именно: нижние слои одной формации разновозрастны верхним слоям другой. Нормального сочленения соседних формаций почти нигде не удавалось наблюдать. Большей частью на их границах протягиваются сложные системы разломов, причем во многих случаях конседиментационный характер последних представляется несомненным. Об этом свидетельствуют резкие различия состава и строения контактирующих толщ и их мощностей, указывающие на разницу геотектонических режимов в областях их образования.

Представление о контрастности явлений в геосинклинальных областях уже достаточно давно и прочно укоренилось в теоретической геологии. Представляется необходимым оттенить в этом безусловно правильном положении одну из его сторон, одну из характернейших особенностей геосинклинали — большое многообразие процессов, режимов и типов развития. Наряду с резко выраженными, устойчивыми, противоположно направленными процессами — погружения и поднятия — в геосинклинали одновременно существовали участки с крайне неустойчивым режимом, с частой сменой направления и степени интенсивности движений. Одновременно и рядом существовали и относительно стабильные участки с достаточно определенной тенденцией к опусканию, но с очень малой энергией движения и в соответствии с этим с очень ограниченной седиментацией.

Таким образом, в области геосинклинали мы встречаем не только типичные для нее мощные осадочные формации. Здесь местами можно встретить и такие осадочные комплексы, которые по своей маломощности и слабому изменению пород отчасти напоминают платформенные образования. Наряду с указанными крайними типами разрезов палеозойских отложений существует немало и других весьма разнообразных по своим особенностям осадочных комплексов.

В рассматриваемом секторе геосинклинали наблюдается довольно отчетливо выраженная пропорциональность строения осадочных комплексов (наиболее мощные комплексы, как правило, обладают и наибольшей площадью развития). Распространение маломощных осадочных образований всюду ограничено пределами узких зон, хотя по простиранию некоторые из них прослеживаются на многие десятки километров. В большинстве случаев такие маломощные комплексы представляют собой осадки наложенных седиментационных мульд, образование которых в виде остаточных прогибов началось приблизительно в середине палеозойской эры. В общем разрезе отложений структурно-фациальной зоны маломощные и узко локализованные осадочные комплексы залегают выше главной формации зоны, т. е. выше той мощной серии осадков, которая образовалась в стадию наиболее интенсивного прогибания зоны. Однако в большинстве зон и под толщей пород главной формации встречаются осадочные комплексы сравнительно небольшой мощности, но имеющие широкое площадное распространение, отличающиеся сложностью складчатости и значительным метаморфизмом пород.

Пока не представляется возможным предложить достаточно разработанную и обоснованную классификацию осадочных образований геосинклинали. Тем не менее, учитывая важность этой задачи, некоторые способы ее решения могут быть предложены. В первом приближении можно было бы подразделить все многообразие осадочных образований каждой структурно-фациальной зоны на три основных категории или комплекса, соответствующих трем стадиям ее развития: 1) осадочные комплексы начальной стадии развития геосинклинали, предшествующей образованию глубоких прогибов; 2) мощные осадочные формации, заполняющие основные прогибы; 3) маломощные осадочные образования остаточных прогибов. Если подтвердится дальнейшими исследованиями рациональность такого деления осадков геосинклинали на три основных комплекса, то последние могут быть использованы при составлении тектонических карт в качестве структурных ярусов в пределах палеозойского структурного этажа.

Рассмотрим теперь несколько более подробно ход развития геосинклинали.

В раннепалеозойском этапе формирования структуры района многое пока остается еще неясным, так как далеко не всюду достаточно обоснован возраст толщ, условно относимых к нижнему палеозою. Вполне

достоверные кембрийские отложения, обладающие всеми характерными признаками геосинклинальных комплексов, протягиваются неширокой полосой в верхней части северного склона Туркестанского хребта (рис. 1). Эта полоса занимает центральное положение в рассматриваемом секторе геосинклинали, располагаясь на приблизительно равном удалении от краевых зон последней. Это был один из первых прогибов геосинклинали. Он не был единственным; в северных предгорьях Туркестанского хребта известен ряд выходов отложений кембрия, представленных породами сходных фаций с богатой и разнообразной морской фауной. На простирации этих выходов к востоку и западу (в Алайском хребте и хребте Нуратау) известны и другие участки развития кембрийских отложений. Пока что нет оснований рассматривать эту прерывистую цепь выходов как область одного прогиба, но что это был единый морской бассейн — сомнений быть не может. Здесь ни в составе фауны, ни в характере отложений нет признаков замкнутости бассейнов.

Возможно также присутствие кембрийских отложений на южной окраине рассматриваемой части геосинклинали, в составе карбонатно-сланцевого комплекса, залегающего в основании палеозойского разреза Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Кроме спор, никаких других органических остатков подтверждающих кембрийский возраст этих отложений, не обнаружено. Возраст метаморфизма аналогичных сланцев на южном склоне Гиссара определяется в 407—415 млн. лет (данные А. Т. Тарасенко), что соответствует каледонскому этапу. Видимая мощность слоев, которые могут быть предположительно отнесены к кембрию, исчисляется несколькими сотнями метров. Поэтому пока нет оснований предполагать существование здесь в кембрийском периоде зоны столь же интенсивного прогибания, как и в упоминавшемся выше центральном прогибе в области северного склона Туркестанского хребта, где видимая мощность толщи кембрия достигает 2 км.

В составе формации центрального прогиба палеонтологически установлены отложения нижнего и среднего кембрия. Некоторые косвенные палеонтологические данные указывают на возможность присутствия верхнекембрийских отложений в верхней части толщи (например, в верховьях сая Шоган-Обурдон), однако плохая сохранность органических остатков пока не позволяет сделать решительных выводов.

Известны находки граптолитов ордовика в сланцах, выходы которых расположены в непосредственном соседстве с обнажениями кембрийских пород. Из-за плохой обнаженности до сих пор остается невыясненным вопрос о взаимоотношениях отложений ордовика и кембрия на данном участке (сай Чандыр). Неясно, представляют ли они единый комплекс отложений или это разные толщи. И тот и другой варианты одинаково возможны. В зависимости от решения указанного вопроса определится время инверсии центрального раннепалеозойского прогиба.

В области северных предгорий Туркестанского хребта (урочище Мадьген, сай Шокуш) Б. В. Яскович обнаружил в 1957 г. толщу осадочно-эффузивных пород мощностью около 150 м с обильной фауной трилобитов и гастропод среднего ордовика. Эта толща залегает с конгломератами в основании на фаунистически охарактеризованных отложениях амгинского яруса среднего кембрия. Таким образом, на данном участке из разреза выпадают отложения майского яруса среднего кембрия, всего верхнего отдела кембрия и нижнего ордовика. Б. В. Яскович (1960) рассматривает этот факт как результат проявления каледонских движений, которые скорее всего отвечают салаирской фазе.

Почти всюду в центральной полосе выходов кембрийской толщи Туркестанского хребта последняя отделена разрывами от более молодых окружающих отложений. Однако в двух пунктах (сай Кумбель — приток р. Алтыкол и сай Кульсу — небольшой приток в верховьях р. Заамин)

автор наблюдал нормальные контакты нижнесилурийских и кембрийских отложений. Отложения среднего ландовери налегают трансгрессивно, с резким угловым несогласием, на значительно более сильно измененные и дислоцированные породы среднего кембрия. На денудационной поверхности последних заметны следы интенсивного континентального выветривания. Таким образом, здесь устанавливается совершенно очевидный факт проявления раннепалеозойской складчатости и метаморфизма. Нижнесилурийские отложения на участке их контакта с толщей кембрия образуют большей частью крупные и простые складки, тогда как в кембрийских отложениях наблюдается значительно более сложная и мелкая складчатость с многочисленными разрывами (рис. 2). Большинство надвигов, пересекающих кембрийскую толщу, тесно связано с развитием и усложнением ее складок и поэтому их возраст также вероятнее всего раннепалеозойский. Очень возможно, что многие из этих разрывов были обновлены в позднепалеозойское время. На участке контакта кембрийских и верхнепалеозойских отложений возраст пограничного разрыва несомненно молодой, однако весьма вероятно, что этот разрыв развивался на основе более раннего разлома, ограничивавшего с севера формацию кембрийского прогиба.

Несмотря на резкое несогласие между нижнесилурийской и кембрийской толщами, простираение их главных структурных элементов в общем одинаково. В расположении и ходе развития раннепалеозойского и всех более поздних прогибов геосинклинали наблюдается единство структурного плана. Закономерная последовательность периодического возникновения и отмирания прогибов, определенная направленность пространственного смещения волн прогибания, постепенное изменение интенсивности и масштабов опускания и в связи с этим смена типов образующихся осадочных формаций — все это свидетельствует о проявлении и постепенном развитии единого процесса, в ходе которого образование раннепалеозойского прогиба представляет первую стадию. Поэтому нет оснований рассматривать данную кембрийскую толщу как комплекс отложений какого-то особого этапа развития, непосредственно не связанного с образованием и развитием палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня.

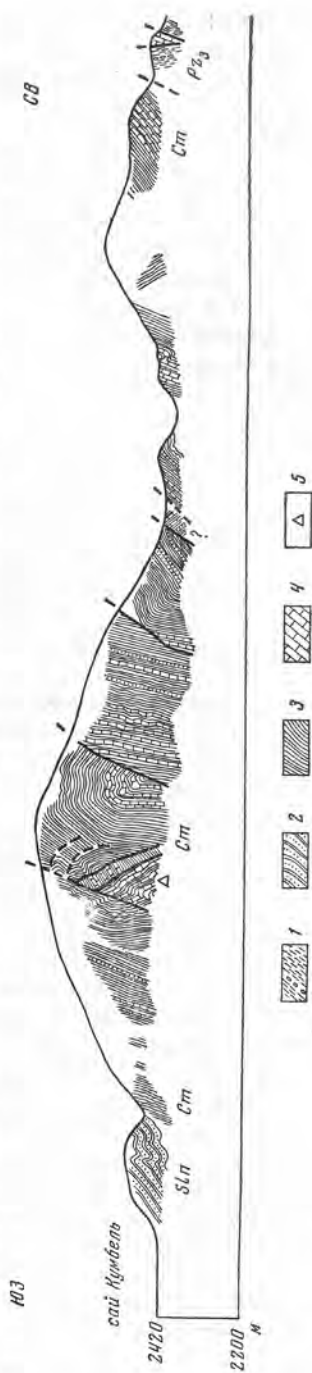


Рис. 2. Разрез толщи кембрийских отложений в левобережье сая Алтау на северном склоне Туркестанского хребта

1 — глинистые сланцы с прослойками конгломератов; 2 — песчаники с прослойками глинистых сланцев 3 — филлиты и хлорит-серпичитовые сланцы; 4 — известняки; 5 — захватки флуны

Ордовикские отложения Центрального Таджикистана принадлежат к числу наименее изученных, хотя количество известных их выходов в последние годы значительно увеличилось. Далеко не всюду возраст отложений хорошо обоснован; в ряде пунктов они выделяются условно. Выходы достоверных и предполагаемых отложений ордовика широко разбросаны на описываемой территории и образуют большое разнообразие фациальных типов. Все они являются морскими и в подавляющем большинстве случаев представлены смешанными карбонатно-терригенными осадками с трилобито-брахиоподовой фауной и только в одном пункте — граптолитовыми сланцами. Интересная особенность всех известных в настоящее время в Центральном Таджикистане ордовикских отложений — их малая мощность и незначительные площади выходов. Обе эти черты, возможно, взаимосвязаны. Имеющиеся данные пока не позволяют наметить контуры прогибов и поднятий ордовикского времени. Нет уверенности даже в том, что значительные прогибания земной коры происходили в то время здесь. Однако следует заметить, что разнообразие фациальных типов этих отложений свидетельствует о значительной дифференцированности осадконакопления и соответственно довольно узкой локализации вертикальных движений.

Следующей и очень важной стадией формирования структуры района явилось образование двух крупных раннесилурийских прогибов. Они возникли по обе стороны от полосы выступов кембрийских пород, образовавшихся после инверсии раннепалеозойского прогиба. Мощные осадочные формации этих прогибов протянулись широкой полосой на многие сотни километров. Они слагают оба склона Туркестанского хребта и нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта. Эти формации легли в основу выделения двух структурно-фациальных зон — Туркестано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской.

Изучение описанных формаций показало большую сложность их строения, обусловленную многофазностью развития прогибов. Наиболее изучена нижнесилурийская формация Туркестано-Зеравшанской зоны. Она представляет совокупность нескольких, частично разновозрастных, рядом расположенных толщ. Эти толщи — осадки трех стадий развития прогиба, трех устойчивых положений в процессе последовательного его разрастания. Центральное положение занимает толща осадков наиболее ранней стадии развития прогиба (ландоверийский ярус). С обеих сторон ее окаймляют осадки второй стадии (средний ландовери — нижний венлок). Северную и южную краевые части формации слагают осадки третьей стадии (верхний ландовери — нижний, а местами и верхний лудлов). Приблизительно в середине второй стадии развития прогиба прекратилось опускание его центральной части и на ее месте постепенно начало возникать центральное поднятие. Геоморфологически оно, по-видимому, было выражено цепью небольших островов и отмелей. Так начался процесс инверсии прогиба.

В связи с появлением центрального поднятия Туркестано-Зеравшанский прогиб разделился на два параллельных прогиба. Возможно, однако, что где-либо восточнее или западнее по простиранию такого раздвоения прогиба в это время не произошло и начало инверсии там относится к более поздней стадии. Представляется также вполне возможным, что местами (например, в районах западной оконечности Туркестанского хребта и хребте Нуратау) первые поднятия в центральной части прогиба не были выражены единой, отчетливо обособленной зоной, а представляли совокупность изолированных, нечетко ориентированных локальных поднятий морского дна. Установленная местными геологами чрезвычайная неустойчивость фаций ландоверийско-венлокских отложений и местами необычно малые мощности отдельных частей разреза дают основания для подобных предположений.

Седиментационные мульды прогибов представляют самые ранние элементы в структуре формации. Они — наиболее важные, так как на их основе происходило все дальнейшее развитие и усложнение структуры формации. Именно ими предопределен план развития последующих структурных образований и расположения крупных разломов. В неизменном виде первичные синклиналильные формы прогибов не сохранились нигде на исследованной территории. В сложном комплексе складок и многочисленных разрывов, возникших в результате последующих движений, сейчас невозможно распознать очертания первичной пологой синклинали прогиба.

Строение нижнесилурийской формации Туркестано-Зеравшанской зоны в поперечном разрезе представляется в виде типичной для антиклинориев веерообразной структуры. Начало образования этой структуры связано с инверсией прогиба, с появлением и дальнейшим разрастанием центрального поднятия. Именно это поднятие и стало структурным центром антиклинория, его осевой зоной, разделяющей противоположные направления движения масс. Все надвиги, а также наклон и опрокидывание складок направлены от осевой зоны антиклинория к периферическим частям его крыльев. Окончательное оформление структуры антиклинория относится к концу позднепалеозойского тектоно-магматического этапа. Таким образом, структура рассматриваемой нижнесилурийской формации представляет суммарный результат тектонических движений, по крайней мере трех геологических периодов — силура, девона и карбона, а может быть, частично, и перми. На данном этапе изучения формации невозможно установить, какие конкретные элементы ее структуры были созданы в течение того или иного периода или стадии развития. В дальнейшем при выполнении специальных тематических работ и широком проведении детальных съемок многие особенности и закономерности хода процесса формирования структуры будут, вероятно, выяснены. Имеются реальные возможности для достижения этой цели.

Детальное изучение разрезов толщ, составляющих формацию, и распределение фаций в пределах каждой из них позволит установить границы и контуры прогиба для каждой его стадии, выяснить характер этих границ, их природу, а также структурные формы, возникшие в процессе осадконакопления. Ассортимент последних не ограничивается мульдообразными формами прогибов. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что форма этих мульд не является простой. В их пределах встречаются различные по размерам конседиментационные брахиантиклинали, своды которых местами часто размыты и затем вышележащими слоями той же толщи. Признаки обмеления — косая слоистость, знаки ряби и оплывин на поверхности песчаных пластов — встречаются довольно часто. Внимательный осмотр разрезов толщи на таких участках оставляет впечатление, что здесь поверхность каждого пласта после его образования в течение некоторого времени находилась выше уровня воды. Эти поверхности несут следы воздействия накатывающихся волн и последующего стекания воды. Наблюдаются следы частичного размыва осадка. Поверхность пласта имела в это время совершенно очевидный уклон, который не мог быть первичным. Несомненно это результаты поднятия, происшедшего после образования пласта. Судя по разрезу отложений, содержащих пачки таких пластов, развитие поднятия имело ритмично-прерывистый характер. При детальных работах систематические наблюдения над ориентировкой оплывинных «язычков», возможно, дадут достаточный материал для оконтуривания конседиментационных структурных форм.

Из других структурных элементов, которые могли возникнуть в процессе образования прогиба, следует указать разломы на его границах. Они установлены в целом ряде участков северной и южной границ рас-

смаатриваемой формации, а также между отдельными толщами, входящими в ее состав. Эти разломы еще никем здесь специально не изучались и, кроме простого их констатирования, в подавляющем большинстве работ никаких других сведений не содержится. Прямых данных, свидетельствующих о синхронности разломов осадконакоплению, пока нет, имеются только предположения, логически вытекающие из анализа геологического строения краевых частей формации и сопоставления ее разрезом с разрезами соответствующих по возрасту отложений соседних зон. Отсутствие переходных фаций между резко различными типами разрезом и устойчивое положение границ между ними в течение всего силурийского периода приводят к выводу о том, что краевые разломы формации были активными в течение всего времени ее образования. Они разделяли области с различным геотектоническим режимом, разные фациальные области одного морского бассейна.

Контуры морского бассейна не были ограничены пределами рассмотренных раннесилурийских прогибов Туркестано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской зон. Южнее территории, занятой ими, располагалась медленно погружающаяся область моря, где происходило сравнительно малоинтенсивное осаждение известково-глинистого ила и в связи с этим возникли благоприятные условия для широкого расселения разнообразной бентонной фауны (брахиоподы, кораллы и др.). Нижнесилурийские отложения этого типа распространены в пределах Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. Они принадлежат к комплексу отложений, образование которого предшествовало стадии наиболее интенсивного прогибания этой зоны. Эта стадия наступила в Зеравшано-Гиссарской зоне во второй половине венлокского века и продолжалась в течение всего лудловского века и эпохи раннего девона. Одновременно возникли аналогичные, но, возможно, меньшие по размерам прогибы и в области Туркестано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской зон. Не вполне ясен план расположения этих позднесилурийско-раннедевонских прогибов. В рассматриваемом секторе Туркестано-Алайской зоны они как будто тяготеют к ее северной и южной краевым частям, захватывая частично и северный край Туркестано-Зеравшанской зоны. Общими для всех прогибов этой генерации в Центральном Таджикистане являются преимущественно карбонатный состав осадков, представленных брахиоподово-коралловыми фациями, и их заметно меньшая мощность по сравнению с формациями раннесилурийских прогибов. Разрезы отложений этих прогибов в основном сходны. Однако изредка встречаются и другие типы разрезов отложений этого возраста. В качестве примера можно указать на толщу карбонатно-кремнисто-терригенных отложений лудлова, протягивающуюся неширокой полосой в средней части северного склона Зеравшанского хребта. В ее составе брахиоподово-коралловые фации отсутствуют, а органические остатки представлены исключительно планктонными формами (граптолиты). Эта толща представляет комплекс осадков последней, затянувшейся стадии развития раннесилурийского Туркестано-Зеравшанского прогиба. Остаточная депрессия этого прогиба причленилась к расположенному южнее позднесилурийскому Зеравшано-Гиссарскому прогибу, сохраняя при этом характерные особенности своего геотектонического режима и условий осадконакопления.

В пределах исследованной территории Зеравшано-Гиссарский прогиб являлся, по-видимому, наиболее крупным в системе прогибов этого возраста. В его контуры вошло все пространство между зоной развития формаций раннесилурийских прогибов до южной краевой геосинклинальной зоны (Южный Гиссар). Ход развития Зеравшано-Гиссарского прогиба был несколько иным по сравнению с рассмотренными выше раннесилурийскими прогибами. Здесь не выделяются стадии процесса, связанные с последовательным смещением прогиба в пространстве. Пред-

ставляется, что вся Зеравшано-Гиссарская зона была сразу и полностью вовлечена в прогибание. Об этом свидетельствуют значительная устойчивость разреза лудловской толщи и ее почти повсеместное распространение в пределах зоны. За исключением причлененной с севера карбонатно-кремнисто-терригенной граптолитовой толщи, о которой мы упоминали выше, все лудловские и нижнедевонские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны представлены известняками и доломитами и только по краям зоны среди них появляются прослои и горизонты сланцев.

Несмотря на значительное единообразие условий осадконакопления, первичная структура Зеравшано-Гиссарского прогиба не была простой. Детальное изучение нескольких участков развития разрывных нарушений дало основания для предположений о синхронности некоторых разломов осадконакоплению. Например, в среднем течении р. Арча-Майдаи, между устьями ее левых притоков — рек Оби-Марсота и Сюнч, располагается участок сгущения разрывов и развития чешуйчатых надвигов. Здесь есть четыре тектонических блока с северным падением поверхностей надвига. Наиболее любопытен второй с юга тектонический блок. В его строении участвуют верхние горизонты известняково-сланцевой толщи венлока, нижняя часть лудловской толщи, представленная темными зернистыми известняками мощностью около сотни метров, и трансгрессивно залегающая на лудловских известняках кремнисто-карбонатно-сланцевая толща среднего девона — нижнего карбона (турне?). Привлекает внимание незначительная мощность лудловской толщи в этом блоке. В соседних блоках она гораздо больше, а за пределами рассматриваемой узкой полосы тектонических нарушений мощность лудловских известняков достигает 1 км. Исходя из того, что изменение мощностей лудлова происходит не постепенно, а резкими скачками от блока к блоку и что в покрывающей девонской толще нет никаких признаков скопления обломочного материала, который должен был бы появиться в результате размыва мощной толщи лудлова, можно сделать следующие выводы. Во-первых, рассматриваемые тектонические блоки существовали до размыва толщи лудлова и, во-вторых, этот размыв, если он действительно был, произошел до начала образования покрова среднедевонско-нижнекаменноугольных отложений, т. е. скорее всего в лудловское время, одновременно с ходом осадконакопления на соседних участках. Не исключена возможность, что размыв был незначительным, а отсутствие большей части толщи лудлова в данной тектонической зоне является первичным вследствие весьма ограниченной седиментации в связи с поднятием тектонических блоков. Несомненно, что подвижки по этим разломам продолжались и после раннекаменноугольной эпохи. Скорее всего они происходили в связи с формированием структуры Северо-Гиссарского антиклинория.

Участки, подобные описанному, есть и в других местах Зеравшано-Гиссарской зоны. Они еще очень мало изучены. Расширение детальных исследований безусловно приведет к выявлению целой системы разломов, действие которых проявлялось одновременно с процессом осадконакопления на фоне общего погружения зоны. Локальные подвижки в области прогиба происходили не только в форме движения тектонических блоков. Здесь имеются также участки поднятий в виде очень пологих брахиантиклиналей. Одна из таких структурных форм была установлена в среднем течении р. Дарай-Хурд в результате детального изучения разрезов нижнедевонской толщи. В центре этой структуры известняки нижнего девона имеют минимальную мощность, а в ее периферических частях мощность их испытывает местами более чем десятикратное увеличение.

К концу нижнедевонской эпохи вся внутренняя область палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня заполнилась осадочными формациями

прогибов. Здесь уже не осталось участков, не прошедших стадии геосинклинального прогибания. Что же касается периферических зон геосинклинали (Южно-Гиссарской и Кураминской), то там еще сохранялся геантиклинальный режим. Переход этих последних к геосинклинальной стадии развития относится приблизительно к середине девона, именно к тому времени, когда в Зеравшано-Гиссарском и других позднесилурийско-раннедевонских прогибах началась инверсия.

Инверсия Зеравшано-Гиссарского прогиба началась с возникновения в его центральной части локальных, вначале небольших по площади, поднятий, развитие которых происходило несомненно более энергично по сравнению с раннедевонскими и лудловскими поднятиями. Вполне возможно, что расположение некоторых из этих поднятий было унаследовано от лудловского времени.

Только этим можно объяснить факт очень быстрого и бесследного смыва лудловской карбонатной толщи и вскрытия в центральных частях поднятий терригенной толщи венлока.

Рост девонских поднятий был неравномерным и прерывистым. На поверхности они были выражены в виде небольших островов, причем некоторые из них были, вероятно, обрывистыми. У их подножия скапливались массы крупных валунов, а местами огромных неокатанных глыб песчаника, конгломерата и других пород (сай Катор, урочище Воланги-Дароз). Нередко происходило перемывание только что образовавшегося осадка, что свидетельствует о разрастании поднятия, либо о возникновении нового центра поднятия.

Обособленность поднятий и их небольшие вначале масштабы были обусловлены малым разномом продуктов их разрушения. Обломочный материал скапливался вблизи участков поднятий. На некотором удалении от них происходило осаждение глинистого и карбонатного илов, а также кремнезема. Там, где нижние горизонты толщи образующихся в это время отложений ($D_2 - C_1$) представлены карбонатными и кремнистыми породами, несогласия их с породами фундамента, а также следов размыва последнего обычно не наблюдается. Исключения встречаются редко. Такие соотношения пород покрова и фундамента естественны для участков, еще не затронутых поднятием.

Постепенное разрастание и слияние отдельных поднятий завершилось в турнейском веке общим поднятием центральной части Зеравшано-Гиссарского прогиба. Этим поднятием была заложена основа Северо-Гиссарского антиклинория.

Последующие генерации прогибов внутренней области геосинклинали возникали большей частью при обособлении краевых частей предшествовавших прогибов в связи с инверсией последних. По мере разрастания инверсионного поднятия эти остаточные седиментационные депрессии смещались в сторону соседних зон и приобретали характер наложенных мульд, осадки которых перекрывали сопредельные краевые части формаций более ранних прогибов геосинклинали. Для прогибов позднейших генераций являются характерными последовательное уменьшение их размеров и значительное ослабление интенсивности осадконакопления.

После того как в центральной части Зеравшано-Гиссарского прогиба стали возникать поднятия и началось образование связанной с ними терригенной толщи, в северной и южной краевых частях прогиба продолжалось накопление преимущественно карбонатных осадков. Обе эти остаточные краевые депрессии принадлежат уже к новой генерации геосинклинальных прогибов, относящейся к девонско-нижнекаменноугольному времени. По-видимому, они были довольно узкими. Например, ширина северного прогиба, судя по современным выходам его отложений на северном склоне Зеравшанского хребта, не превышала 10 км. По отно-

шению к центральному поднятию Зеравшано-Гиссарской зоны образовавшиеся прогибы расположены симметрично. Разрезы их отложений в общем сходны; они представлены толщами известняков, в составе которых установлено присутствие всех трех отделов девонской системы и нижнего отдела карбона. Нижние их горизонты тесно связаны с толщей лудлова, которая также сложена известняками. Имеются и существенные различия между толщами отложений этих прогибов, свидетельствующие о их обособленности и своеобразии пути развития каждого из них.

Характерным в развитии северного прогиба является то, что он частично сместился к северу за пределы Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны, и поэтому в фундаменте девонской толщи здесь местами появляются несвойственные этой зоне фации лудловских и венлокских отложений, представленные граптолитовыми сланцами. Таким образом, девонский прогиб расположился здесь на стыке краевых частей двух предшествовавших прогибов — ранне- и позднесилурийского. Мощность образовавшейся толщи известняков очень невелика, она не превышает 600 м. В нее входит комплекс отложений от верхов лудловского яруса до низов намюра включительно. Наиболее полный разрез этой толщи, в котором только отложения фаменского и турнейского ярусов не получили палеонтологического обоснования, наблюдался в долине р. Шишкат. С севера прогиб был ограничен областью поднятия Туркестано-Зеравшанской зоны. Образование этого поднятия началось в венлокском веке. У его подножия к карбонатным осадкам примешивается большое количество разнообразного по составу и крупности обломочного материала. Разрез отложений прогиба в этой его части наиболее неустойчив, нередко встречаются признаки перерыва осадконакопления. Местами из разреза выпадает нижняя часть девонской толщи, частично или полностью — лудловские отложения и верхний венлок.

Развитие южного девонского прогиба происходило в несколько иной обстановке. Он не был ограничен с юга поднятиями; прогибание беспрепятственно распространялось в южном направлении. Однако и в данном прогибе полоса девонских отложений карбонатного состава неширока и довольно неустойчива, хотя мощность их весьма значительна.

В верховьях рек Магиан, Шинк, Арча-Майдан и в бассейне р. Каракуль суммарная мощность известнякового комплекса девона и нижнего карбона достигает 2—2,5 км. Южнее этой полосы девонские отложения представлены сланцево-песчаниковой толщей, в основании которой залегает небольшая свита криноидных известняков среднего девона.

В северной части описываемой территории девонские отложения получили большое распространение в области, пограничной между Туркестано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской зонами (см. рис. 1). Они характеризуются преимущественно карбонатным составом пород и достигают большой мощности. В последнее время в приводораздельной части Туркестанского хребта сотрудниками Геологического управления Таджикской ССР и ВСЕГЕИ (А. И. Менаков, А. С. Шадчиев, Н. С. Торшин, П. Д. Виноградов и др.) была обнаружена довольно мощная карбонатно-терригенная толща, залегающая трансгрессивно на мраморизованных известняках эйфельского яруса среднего девона. Пока еще остаются невыясненными возрастные пределы этой терригенной толщи, ее разрез и площадь распространения. Также недостаточно обоснован возраст известняков фундамента. И тем не менее вполне возможно, что рассматриваемая карбонатно-терригенная толща представляет аналог комплекса отложений среднего девона — нижнего карбона, широко развитых в Зеравшано-Гиссарской области.

В целом территория Центрального Таджикистана и прилегающие районы отличаются значительным многообразием типов разреза девон-

ских отложений, свидетельствующих о сложной дифференцированности девонского осадконакопления.

Выше мы упоминали о том, что в рассмотренных прогибах девонские отложения часто тесно связаны с нижнекаменноугольными; непрерывные переходы между ними наблюдались неоднократно. В ряде пунктов отмечались перерыв в разрезе нижнекаменноугольных отложений и несогласное залегание отложений визейского яруса на более древних толщах. Это несогласие, весьма резко выраженное местами, считается результатом проявления одной из сильнейших фаз герцинского тектогенеза, сыгравшей важную роль в формировании антиклинориев. В Зеравшано-Гиссарской зоне проявление этой фазы представляло кульминационный момент развития центрального поднятия, начало возникновения которого связано с инверсией позднесилурийско-раннедевонского прогиба. В это время в поднятие была вовлечена почти вся территория зоны, и только некоторые части ее краевых депрессий не подверглись осушению, но и там осадконакопление было крайне ограниченным. С наступлением визейского века опускание и осадконакопление возобновились в тех же депрессиях, а расположенные между последними области вздымающихся антиклинорных массивов уже более не покрывались водами моря. Видимо, с этого времени основные складчатые сооружения района — антиклинории Туркестано-Зеравшанский, Зеравшанского хребта и Северо-Гиссарский — существуют и развиваются как единые поднятия с отчетливо выраженной антивергентностью движения масс, направленного от центра поднятия (осевой зоны) к его периферическим частям.

Следующая тектоническая фаза, устанавливаемая по несогласию между отложениями среднего и нижнего карбона, также представляет один из случаев резкого усиления интенсивности поднятий антиклинориев. В это поднятие были вовлечены и межантиклинорные депрессии — прогибы каменноугольного времени. Они подверглись сжатию со стороны подымающихся антиклинориев и кратковременному размыву. Широкое распространение признаков несогласия почти во всех депрессиях свидетельствует о региональном масштабе данного явления. С этого момента резко меняется характер осадконакопления в большинстве указанных депрессий. Начинается образование терригенных верхнепалеозойских толщ, представляющих скопление продуктов разрушения соседних поднятий. Возраст этих толщ определяется большей частью как средний — верхний карбон. Только в самой северной депрессии (на северном склоне Туркестанского хребта) допускается возможность верхнекаменноугольного возраста нижних слоев терригенной толщи. Преобладающими породами в составе толщ являются сланцы, песчаники и конгломераты. Изредка встречаются небольшие горизонты известняков и эффузивные породы (Магиан-Каракульская депрессия). Мощности толщ не превышают нескольких сотен метров. Мощных флишеидных толщ верхнего палеозоя в описываемом районе нет. Они известны только в восточных районах этой геосинклинальной области.

Осадки депрессий достаточно точно фиксируют пределы периода разрастания антиклинориев. Очевидно, прекращение притока обломочного материала в межантиклинорные депрессии свидетельствует о прекращении воздымания антиклинориев. Следовательно, к началу пермского периода по существу закончился длительный процесс формирования структуры всего мощного и сложного комплекса осадочных образований палеозойского структурного этажа. Последним актом в этом процессе было проявление инверсии в позднепалеозойских депрессиях. Оно выразилось в образовании в наиболее развитых депрессиях центральных поднятий в виде антиклиналей с горстообразным ядром. Структура депрессий весьма усложнилась. Заполняющие их толщи подверглись двухстороннему сдавливанию со стороны соседних антиклинориев и были

подняты надвигами их краевых частей. В результате возникли узкие зоны стыка встречных надвигов, характеризующиеся повышенной трещиноватостью, дроблением пород и проявлением динамометаморфизма.

С инверсией позднепалеозойских депрессий связано также возобновление подвижек по старым зонам разломов, возникших некогда на границах прогибов и поднятий более ранних этапов палеозойской истории района. Так как позднепалеозойские депрессии в большинстве развивались именно на границах этих ранних прогибов, то и зоны разломов были унаследованы ими от предыдущих этапов. В конце герцинского этапа эти зоны разломов послужили путями поднятия рудоносных гидротерм в верхние горизонты земной коры, и вследствие этого позднепалеозойские межантиклинорные депрессии явились местом локализации процессов рудообразования. К ним, а также к краевым частям антиклинорий приурочено большинство месторождений сурьмы и ртути, образующих в совокупности Зеравшано-Гиссарский сурьмяно-ртутный пояс. Здесь же встречаются месторождения исландского шпата и флюорита и некоторые полиметаллические рудопроявления.

Пермский период для внутренних зон геосинклинали явился временем затухания их тектонической активности и выравнивания рельефа страны в наступивших континентальных условиях. В это же время на северной и южной окраинах геосинклинали еще продолжают довольно интенсивные извержения вулканов, тектонические подвижки и осадконакопление, но уже почти исключительно в наземных условиях.

Рассмотренная в данном сообщении история формирования структуры палеозойского осадочного комплекса представляет по своему существу, как мы уже указывали выше, историю последовательного развития и отмирания прогибов и поднятий геосинклинали, составляющих основу структуры. Это единый процесс, все стадии которого очень тесно связаны одна с другой. Структура района представляет суммарный результат всех стадий этого процесса. Хотя мы и в состоянии различать и выделять на картах прогибы разных генераций, но в крупных и сложных складчатых сооружениях, получивших свое окончательное оформление в герцинском этапе, пока невозможно выделить и раздельно закартировать те структурные образования, которые возникли на более ранних этапах палеозойской истории района.

Структурную основу всех антиклинорий составляют поднятия, возникшие в центральных частях среднепалеозойских прогибов в связи с инверсией последних. Каждое из них прошло длительный путь развития от простой вначале антиклинальной структуры до сложно дислоцированной, разбитой разломами осевой зоны антиклинория, его структурного центра. Так, например, в Туркестано-Зеравшанском антиклинории этот процесс начался в середине раннесилурийской эпохи и закончился в конце позднепалеозойского этапа. Формирование Северо-Гиссарского антиклинория заняло меньший промежуток времени, приблизительно с середины девонского периода до конца позднего палеозоя. Менее ясен этот вопрос для антиклинория Зеравшанского хребта вследствие особых условий его образования. Основу этого антиклинория составляют сопредельные краевые части двух прогибов, а именно: южная краевая часть раннесилурийского Туркестано-Зеравшанского прогиба и северная часть позднесилурийского Зеравшано-Гиссарского прогиба. Вследствие обособленности развития этих составных частей антиклинория здесь не возникло единого для всей структуры центрального поднятия. Осевая зона антиклинория сформировалась в виде группы тектонических блоков, образованных силуро-девонскими известняками. Окончательное оформление веерообразной структуры антиклинория Зеравшанского хребта произошло одновременно с другими антиклинориями в позднепалеозойское время.

В указанных случаях ход развития структуры центральных частей антиклинорий представлял процесс постепенного их разрастания и усложнения, и в конечном результате этого процесса уже невозможно распознать очертаний той первичной структурной основы, которая возникла на ранних этапах. Поэтому мы принуждены говорить о суммарном результате процесса. Учитывая его длительность, необходимо быть более осторожным при выделении «зон герцинской складчатости» в данном регионе.

Как видно из всего сказанного выше, процесс формирования складчатой структуры не представлял особого этапа в развитии геосинклинали. Этот этап не был обусловлен возникновением нового, принципиально отличного от предыдущего, физического состояния земной коры или связанного с проявлением тектонических движений какого-нибудь особого типа. Складкообразование — это один из результатов тех же вертикальных движений земной коры, с которыми связано и образование геосинклинальных прогибов и поднятий, а также процессы осадконакопления. Одно не отделимо от другого, так как это различные проявления одного процесса. В этом вопросе автор полностью согласен с представлениями Н. С. Шатского (1937).

В начале данного очерка мы указали на большую длительность процесса образования структуры, соизмеримую с длительностью осадконакопления. Это справедливо не только в отношении всей истории данного процесса, но также и в отношении отдельных его проявлений. Напомним о длительности инверсии геосинклинальных прогибов, продолжительности образования конседиментационных структур, об очень большой продолжительности периода активности глубоких краевых разломов. Даже фазы складчатости, фиксируемые резкими несогласиями и кратковременными перерывами осадконакопления, которые издавна и многими авторами рассматриваются как внезапные и мощные тектонические пароксизмы, при детальном изучении оказываются лишь отдельными моментами длительного процесса разрастания антиклинорных поднятий. Именно такими и были рассмотренные выше тектонические фазы, проявившиеся в середине и в конце эпохи раннего карбона.

В заключение необходимо указать, что изложенные в данном сообщении наблюдения и выводы представляют в основном постановку ряда геологических вопросов. Лишь немногие закономерности геологического развития района выступают достаточно отчетливо и не вызывают сомнений. Объем нерешенных задач и вопросов в области стратиграфии и структуры очень велик и для разработки всех этих проблем потребуются соединенные усилия всего коллектива геологов, занимающихся изучением Центрального Таджикистана.

Литература

- Виноградов П. Д. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса.— Информационный сборник Всес. н.-и. геол. ин-та, 1961, № 46.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тяньшаньская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Марковский А. П. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системы.— Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1931, вып. 50.
- Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана.— В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Груды Тадж.-Памир. экспед., вып. 4. Л., Госхимтехиздат, 1934.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мудрогина Н. С. Некоторые особенности геологии и минералогического состава руд сурьмяно-ртутных месторождений и рудопроявлений восточной части р. Ягноб. Информационный сборник Всес. н.-и. геол. ин-та, 1961, № 46.

- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. М.—Ташкент, Изд-во Акад. об-ва «Туркпечать», 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— В кн.: Научные итоги работ Памирско-Таджикской экспедиции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных зонах земной коры.— Сов. геол., 1944, сб. 1.
- Николаев В. А. Об изображении структурно-фациальных комплексов на геологической карте.— Материалы ВСЕГЕИ, общ. сер., 1946, сб. 7.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры и вопросы геологии и геофизики Средней Азии.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 7.
- Яскович Б. В. Новые данные к стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы.— В кн.: Тезисы докладов к Совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы.— Труды Узб. геол. упр., 1960, сб. 1.

Северо-Тянь-Шаньский разлом

Среди многочисленных разрывных нарушений, столь характерных для Тянь-Шаня и смежных с ним областей, к настоящему времени выявлено немало крупных дизъюнктивных структур, значение которых не ограничивается лишь простым нарушением в залегании верхних слоев земной коры. Значение некоторых из них во внутреннем строении и историческом развитии отдельных районов и областей так или иначе отражено в известных работах В. А. Николаева (1933—1954), А. В. Пейве (1937—1947), В. И. Попова (1938), В. Н. Огнева (1939), Н. М. Сеницына (1945) и многих других.

В геологических исследованиях последнего десятилетия все более пристальное внимание уделяется выявлению и изучению региональных разломов, поскольку последние в большинстве случаев оказываются естественными границами выделяемых структурно-фациальных и металлогенических зон и подзон, геологическая история развития которых тесно связана или зависима от движений по крупным тектоническим нарушениям.

Уже сейчас, в особенности после работ А. В. Пейве (1956), давшего глубокий всесторонний анализ выделяемых им глубинных разломов, без сомнения можно считать, что в истории развития земной коры движения по региональным разрывным структурам должна быть отведена если не первостепенная, то во всяком случае немаловажная роль. Без учета этих движений, связанных с развитием глубинных разрывных структур, нередко невозможно объяснить ряд особенностей в тектоническом строении и истории геологического развития смежных районов. В этом отношении примером может быть пограничная полоса Южного Казахстана и Северной Киргизии, где, по геологическим и геофизическим данным, выявляется одна из наиболее крупных разрывных структур глубокого заложения и длительного развития. Такой структурой является Северо-Тянь-Шаньский разлом, проходящий вдоль северных подножий Киргизского хребта и Заилийского Алатау, а между последними — в районе села Быстровка в Чуйской впадине и далее в северо-восточном направлении по правому водоразделу р. Малый Кемин к Каскеленскому грабену (рис. 1). По плоскости сместителя этого разлома контактируют разновозрастные отложения, например верхнекембрийские и ордовикские с допалеозойскими (район р. Малый Кемин), неогеновые и нижнеантропогеновые с породами палеозойского массива.

Северо-Тянь-Шаньский разлом представляет одну из наиболее крупных разрывных структур Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Это региональное тектоническое нарушение принадлежит к числу разломов длительного формирования и глубокого заложения.

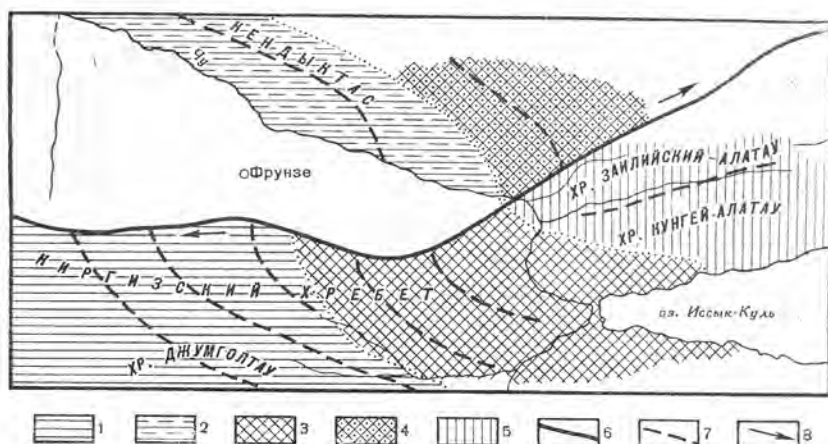


Рис. 1. Схема тангенциального сдвига по Северо-Тянь-Шаньскому разлому

Зоны: 1 — Центрально-Киргизская; 2 — Кендыктасская; 3 — Восточно-Киргизская; 4 — Илийская; 5 — Кеминская; 6 — Северо-Тянь-Шаньский разлом; 7 — генеральные простирания каледонских структур; 8 — направление относительного тангенциального сдвига

Анализируя неотектонические структуры и данные сейсмических проявлений в Северном Тянь-Шане, В. В. Попов и И. А. Резанов (1955) высказали предположение о том, что на границе Тянь-Шаня и Казахстана проходит структурный шов глубокого заложения. К этому шву приурочены наиболее сильные и в то же время глубокофокусные землетрясения. Авторы отмечали: «Большая часть этих землетрясений имеет глубокие очаги, а по силе своей они превосходят все другие землетрясения Средней Азии. Таким образом, и сейсмические данные подтверждают существование структурного шва. По-видимому, ширина его достаточно велика и шов этот нельзя рассматривать как линию, а скорее как некоторую зону. В отдельных случаях ширина таких швов может достигать величин, соизмеримых с их глубиной. Это дает право такие землетрясения, как Чиликское, Чонкеминское, Джильарыкское и некоторые другие, связывать с северным структурным швом» (Попов, Резанов, 1955, стр. 431—432).

Эпицентры глубокофокусных и разрушительных землетрясений располагаются вблизи от намечаемой нами линии Северо-Тянь-Шаньского разлома или южнее нее. Отклонение их эпицентров к югу от разлома объясняется тем, что рассматриваемая структура в районах проявления этих землетрясений на поверхности представляет взброс с падением плоскости сместителя к югу и юго-востоку. Разрядка потенциальной энергии глубинных очагов землетрясений идет по линии наименьшего сопротивления, т. е. по вертикали. Естественно, в этом случае ожидать расположения эпицентров землетрясений в удалении от наклонного глубинного разрывного нарушения, что вполне согласуется с простиранием Северо-Тянь-Шаньского разлома и расположением вдоль него глубокофокусных разрушительных землетрясений.

Таким образом, упомянутые глубокофокусные землетрясения, очевидно, связаны с намечаемой единой дизъюнктивной структурой и отражают ее глубину заложения.

Трудно согласиться с В. В. Поповым и И. А. Резановым (1955), когда они предполагают существование структурного шва не в виде одной линии, а «как некоторую зону», ширина которой может быть соизмерима с ее глубиной. Однако, если следовать этому и допустить глу-

бину заложения такой зоны в 200 км, как это можно судить по глубине очага Кемино-Чуйского (Джиларыкского) землетрясения (1938 г.), то придется согласиться, что предполагаемая зона должна иметь ширину 200 км. Для рассматриваемого района это означает, что подобная зона охватила бы самые разные по возрасту, генезису, величине и глубине заложения структуры различной ориентировки, что связь землетрясений с определенными геологическими структурами отсутствует.

Выявляемая связь глубокофокусных и разрушительных землетрясений Северной Киргизии и Южного Казахстана с намечаемой единой глыбинной дизъюнктивной структурой, какой является Северо-Тянь-Шаньский разлом, находит свое частное подтверждение в том, что это крупнейшее тектоническое нарушение в альпийский орогенез проявило себя как один из наиболее активных разломов Тянь-Шаня. Широкое развитие антропогенных отложений в располагающихся вдоль разлома Чуйской и Илийской впадинах не позволяет в полной мере выяснить все особенности строения и геологического развития прилегающих к разлому областей.

Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют о сложной и разнообразной истории тектонических движений земной коры смежных регионов Южного Казахстана и Северной Киргизии. Эта история своими корнями уходит, вероятно, в допалеозой, на что может указывать субпараллельная ориентировка простирания разломов и осей складчатых структур в докембрийских породах бассейна р. Малый Кемин¹.

В нижнем палеозое и отчасти в среднем тектонические движения земной коры в прилегающих к Северо-Тянь-Шаньскому разлому областях во многом были сходными со средне-верхнепалеозойскими движениями в смежных по линии Таласо-Ферганского разлома регионах. Рассматриваемая территория в нижнем палеозое переживала геосинклинальную стадию своего развития. Общие колебательные движения геосинклинального типа с превращениями геосинклиналей в геантиклинали в целом не предопределялись Северо-Тянь-Шаньским разломом, хотя последний местами выражается в виде флексуры, местами как активно действующее разрывное нарушение. Об этом свидетельствуют различные мощности нижнепалеозойских толщ по обе стороны от разлома, отсутствие джарташской свиты Киргизского хребта в Кендыктасском нагорье и другие, пока еще косвенные, данные.

Каледонские геосинклинальные движения Северной Киргизии и Южного Казахстана были вызваны более общими причинами развития земной коры и поэтому осуществлялись в целом почти независимо от связанных с Северо-Тянь-Шаньским разломом движений. Благодаря им сформировались структурно-фациальные зоны, каждая из которых характеризуется своим типом разреза нижнепалеозойских образований и своим сложным внутренним складчато-глыбовым строением. Сами по себе зоны, как и возникшие в них структуры, в результате каледонских движений приобрели общие субширотные и северо-западные простирания.

Имеющийся в настоящее время фактический материал дает основание выделять в южном крыле Северо-Тянь-Шаньского разлома несколько типов разреза нижнепалеозойских пород, каждый из которых характеризует свою самостоятельную нижнепалеозойскую структурно-фациальную зону. Такими зонами, по мнению автора, являются Западно-Киргизская (Макбальская), Центрально-Киргизская, Восточно-Киргизская, Кеминская и Заилийская.

¹ В Тянь-Шане разновозрастные, например неотектонические, складчатые и разрывные структуры в большинстве случаев обладают одинаковыми простираниями.

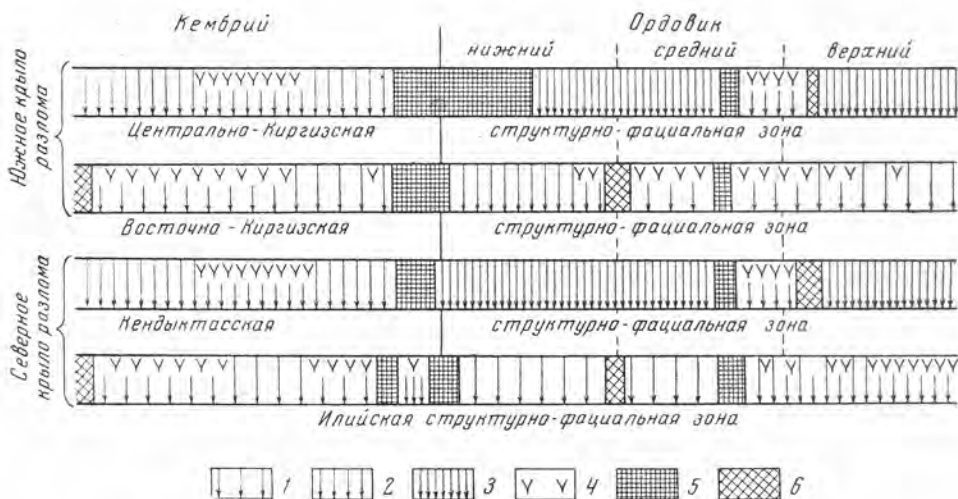


Рис. 2. Схема каледонских движений структурно-фациальных зон.

1 — относительно слабые прогибания; 2 — умеренные прогибания; 3 — интенсивные прогибания; 4 — поверхностная вулканическая деятельность; 5 — складчато-глыбовые движения вообще, том числе и по Северо-Тянь-Шаньскому разлому, и стратиграфические перерывы; 6 — складчато-глыбовые движения и стратиграфические перерывы (местные)

Подчиняясь общим законам движений Тянь-Шаньской каледонской геосинклинали, каждая из названных зон в своем развитии имела свои индивидуальные особенности. Последние сказались в образовании фациально различных одновозрастных толщ разной мощности в разных зонах, в возникновении складчато-глыбовых движений в одних зонах и отсутствии или слабом их проявлении в других, в сформировании обособленных структур в каждой зоне в отдельности. Конкретные различия в тектонической жизни зон и их подзон здесь рассматриваться не будут, так как, во-первых, это не входит в нашу задачу, и, во-вторых, для этого пока еще нет достаточных данных.

В северном крыле Северо-Тянь-Шаньского разлома палеозойский фундамент выходит на поверхность в Кендыктасском нагорье, где устанавливаются две самостоятельные структурно-фациальные зоны: Кендыктасская и Илийская. Анализ известного нам фактического материала, полученного за последние годы в процессе собственных исследований автора и наблюдений ряда геологов, показывает, что по типу разреза нижнепалеозойских пород и по некоторым особенностям тектонического строения Кендыктасская и Центрально-Киргизская, Илийская и Восточно-Киргизская зоны имеют между собой больше сходства, чем различий. Кроме того, выявляется значительное сходство в развитии и строении северо-восточных и юго-западных подзон Кендыктасской и Центрально-Киргизской зон. Здесь мы не имеем возможности в полной мере изложить полученные данные, поэтому ограничиваемся приводимой ниже общей схемой развития указанных зон (рис. 2).

Сходство типов разрезов нижнепалеозойских пород в Кендыктасской и Центрально-Киргизской, Илийской и Восточно-Киргизской зонах, сходство их геологического строения, разобщенность зон, развивавшихся в целом почти в одном плане, — все это вместе взятое позволяет нам высказать предположение о тангенциальном сдвиге по линии Северо-Тянь-Шаньского разлома. Горизонтальное смещение северного крыла разлома относительно южного, как показано на рис. 1, исчисляется величиной порядка 80—85 км.

В пользу тангенциального сдвига по Северо-Тянь-Шаньскому разлому говорят генеральные простирания каледонских структур. Еще в 30-х годах было отмечено резкое различие простираний структур в бассейне р. Малый Кемин. Здесь, на северном крыле Северо-Тянь-Шаньского разлома образованные в кембро-ордовикских отложениях структуры с северо-западного простирания ближе к линии разлома постепенно меняют свое направление на меридиональное. В южном крыле разлома структуры как в допалеозойских, так и в нижнепалеозойских образованиях (бассейн р. Большой Кемин) имеют общие северо-восточные простирания.

В Кендыктасских горах выдержанные генеральные северо-западные простирания структур с приближением к Северо-Тянь-Шаньскому разлому постепенно изменяются, приобретая также почти меридиональное простирание. В Кыргызском хребте субширотные структуры, идущие от хребтов Терской-Алатау и Джумгольского, постепенно изменяются, приобретая ближе к разлому северо-западные и почти меридиональные направления.

Подобные изменения генеральных простираний структур не случайны и, как нам представляется, еще раз подтверждают возможность тангенциального сдвига по Северо-Тянь-Шаньскому разлому. Благодаря этому сдвигу произошли, подобно отходящим от Таласо-Ферганского разлома дислокациям, отклонения простираний структур от их первоначального субширотного и северо-западного направлений.

Учитывая изгибы структур с приближением к Северо-Тянь-Шаньскому разлому и их первоначально возможное положение, суммарная величина сдвига по нему должна составить около 125 км.

Предполагаемый тангенциальный сдвиг по Северо-Тянь-Шаньскому разлому мог произойти лишь в заключительную фазу каледонского тектогенеза, т. е. в нижнем силуре. Ранее, в кембро-ордовике, как уже упоминалось, разлом выражался в виде флексуры, а местами как активно действующее крупное тектоническое нарушение, смещения блоков по которому были приурочены в основном к фазам интенсивных складчатоглыбовых движений. По-видимому, не случайным является тот факт, что в прилегающих к разлому областях в составе нижнепалеозойских толщ, укладываемых в рамки от низов кембрия до верхов ордовика, часто не маловажная, а нередко основная роль принадлежит вулканогенным породам, главным образом эффузивам основного состава. Излияние основных лав уже в нижнем палеозое означало существование глубоких расколов земной коры, одним из которых к тому же, скорее всего основным, являлся Северо-Тянь-Шаньский разлом.

Обращает на себя внимание и тот факт, что во время внедрения огромнейших магматических масс в толщу земной коры Северо-Тянь-Шаньский разлом в каледонский тектогенез, как и Таласо-Ферганский в герцинский, не были структурами преобладающего размещения магматического вещества. Внедрение гранитоидных интрузий в период проявления движений каледонского тектогенеза приурочивалось в основном к границам структурно-фациальных зон и подзон, так как этими границами являлись наиболее ослабленные зоны, чаще всего, если не всегда, крупные тектонические нарушения глубокого заложения и длительного развития. Распределение каледонских батолитовых интрузий и простирания осей вытянутых интрузивных тел свидетельствуют скорее всего о том, что тангенциальный сдвиг по Северо-Тянь-Шаньскому разлому произошел не до внедрения основных магматических масс, а после, т. е. не ранее силурийского периода.

Небезынтересно отметить, что сдвиг произошел не вдоль простирания структурно-фациальных зон и подзон, не по направлению вытянутых батолитовых тел каледонских гранитоидных интрузий, а в секущем направ-

лении. Аналогичная картина наблюдается и по линии Таласо-Ферганского разлома. Это дает повод думать, что вызвавшие сдвиг направления в один из геологических моментов начали свою разрядку в резко изменившемся направлении, что, вероятно, было связано с переориентировкой действующих сил в планетарных масштабах. Это неплохо согласуется с тем, что предполагаемый сдвиг произошел одновременно с завершением движений Тянь-Шаньской каледонской геосинклинали в Северном Тянь-Шане и Южном Казахстане и превращением ее в платформенную стадию развития, которая длилась на протяжении всего силура.

В герцинский тектогенез Северо-Тянь-Шаньский разлом проявил себя как одна из наиболее активных глубинных структур. Вдоль него заложилась раннегерцинские (эпикаледонские) мульды, заполнявшиеся в девоне в основном вулканогенными образованиями в начале среднего и основного состава, а затем кислого.

В большинстве случаев раннегерцинские мульды были областями последующих нижнекаменноугольных и верхнепалеозойских прогибаний, в пределах которых накапливались продукты длительной и интенсивной поверхностной вулканической деятельности и формировались терригенно-осадочные образования. Прогибания каледонского основания в формировавшихся эпикаледонских мульдах были неравномерными во времени и в пространстве. Наиболее сильно прогнутые участки оказались вблизи Северо-Тянь-Шаньского разлома, в особенности в промежутке от западной части Заилийского Алатау до центральной части Киргизского хребта. Все это, надо думать, не случайно и становится понятным, если принять во внимание происходившие движения вдоль Северо-Тянь-Шаньского разлома. Излияния лав и поверхностная пирокластическая деятельность в среднем и верхнем палеозое могли происходить при условии глубоких расколов в земной коре, одним из которых являлся Северо-Тянь-Шаньский разлом. Надо заметить, что в каледонский тектогенез многие межзональные разломы оказались спаянными внедрившимися по ним громадными интрузиями, поэтому вряд ли они могли явиться подводными каналами средне-, верхнепалеозойской вулканической деятельности. Именно Северо-Тянь-Шаньский разлом был в то время наиболее благоприятной структурой для излияния по нему лав разного, преимущественно основного и среднего, составов. Вулканическая деятельность, кроме того, могла осуществляться и действительно в некоторых случаях осуществлялась по сопряженным с ним разломам подчиненного значения. Однако при этом основную роль все-таки сыграл Северо-Тянь-Шаньский разлом как одна из структур наиболее глубокого заложения.

Значение Северо-Тянь-Шаньского разлома как контролирующей структуры при миграции веществ из глубоких частей Земли не ограничивалось лишь тесно связанной с ним поверхностной вулканической деятельностью. Большое количество герцинских интрузий трещинного типа непосредственно в зоне разлома и на небольшом удалении от него дали нам основание думать, что и глубинная магматическая деятельность осуществлялась в непосредственной зависимости от выделяемой глубинной структуры, сыгравшей основную роль не только как контролирующая ослабленная зона при миграции глубинного магматического вещества, но и как вмещающая это вещество зона в приповерхностных частях земной коры. Глубинная магматическая деятельность выразилась в образовании от малых гипабиссальных до больших по величине гранитоидных и щелочных интрузий, принадлежащих не менее чем к четырем возрастным группам.

В условиях интенсивной глубинной и поверхностной магматической деятельности естественно ожидать в приразломной полосе проявлений рудной минерализации. И действительно, к настоящему времени выявле-

ны вблизи или на небольшом удалении от рассматриваемой структуры, в особенности в ее южном крыле, несколько промышленных месторождений и многочисленные рудопроявления полиметаллов, золота, редких металлов и других полезных ископаемых, сформировавшихся главным образом в процессе герцинской тектоно-магматической деятельности.

В платформенную стадию развития, начавшуюся в рассматриваемом регионе в конце палеозоя и продолжавшуюся в течение мезозоя и палеогена, Северо-Тянь-Шаньский разлом ничем не проявил себя, если не считать возможного излияния по нему палеогеновых базальтов района Боомского ущелья.

В альпийскую эпоху тектогенеза Северо-Тянь-Шаньский разлом был одной из наиболее активных региональных структур. Вдоль него в неогене сформировались асимметричные глубокие прогибы, выполненные мощными (до 4,5 км) молассовыми толщами. Максимальные прогибания палеозойского фундамента оказались вдоль разлома и поблизости с ним в северном крыле (предгорья в Чуйской и Илийской альпийских структурно-фациальных зонах). В первую основную фазу неотектонических складчато-глыбовых движений, проявившихся в середине плиоцена, в течение короткого промежутка времени смещение крыльев Северо-Тянь-Шаньского разлома достигло величины не менее чем 4 км. Несомненно, что амплитуды глыбовых смещений по нему не были постоянными и, по-видимому, минимальными в районе сочленения Кендыктасских гор и Заилийского Алатау. Вероятно, этим объясняется тот факт, что палеозойский фундамент в северном крыле разлома обнажается лишь в районе Кендыктасских гор, а западнее (в Чуйской впадине) и восточнее (в Илийской впадине) скрыт под мощными кайнозойскими отложениями.

Колоссальные по размаху глыбовые смещения в первую основную фазу неотектогенеза привели к формированию близких к современным горных сооружений Киргизского и Заилийского хребтов. Сопровождавшие рост поднятий интенсивные процессы размыва и аккумуляции грубообломочного материала привели к образованию в прогибавшихся частях южного крыла разлома раннеантропогеновой толщи (серая свита или толща верхнегобийских конгломератов) мощностью до 1300 м. После этого, в течение короткого промежутка времени, вновь возобновились энергичные складчато-глыбовые движения (вторая основная фаза неотектогенеза), в процессе которых амплитуды смещения крыльев разлома достигли величины 1 км. В некоторых случаях отчетливо устанавливается, что глыбовые перемещения местами были вертикальными, местами носили характер крутого надвигания южного крыла разлома на северное. При этом произошли значительные (местами не менее чем до 500 м) глыбовые смещения по отчленившимся от Северо-Тянь-Шаньского разлома и следующим вдоль него региональным разрывным нарушениям во внутренних частях Чуйского и Илийского прогибов.

В условиях крупных глыбовых перемещений полурыхлый кайнозойский покров не мог не реагировать на давление жестких палеозойских глыб. С этой точки зрения становится понятным, почему вдоль региональных разломов, в том числе и Северо-Тянь-Шаньского, кайнозойские отложения оказались наиболее сильно дислоцированными. В них наблюдаются крутопадающие моноклинали, асимметричные приразломные складки (Сухулукская, Серафимовская антиклинали), флексуры и многие разрывные нарушения. Как правило, простирания различных дислокаций соответствуют простираниям главных разрывных структур.

В последующее антропогеновое время, когда страна испытывала эпизодически возобновлявшиеся общие воздымания, Северо-Тянь-Шаньский разлом принадлежал к числу активнейших разрывных структур. Особенно активным он оказался в среднеантропогеновое время, т. е. тогда, когда вдоль него образовались асимметричные среднеантропогено-

вые складки с падением аккумулятивных чехлов и поверхностей террас на их крыльях до 15° . К числу складок, образование которых было обусловлено движениями по Северо-Тянь-Шаньскому разлому, относятся Бектауская, Конокская, Кашкасуйская и другие антиклинали, Байтыкская, Джакбайская и другие синклинали в предгорьях Киргизского хребта. Оси этих структур ориентированы в общем согласно с простиранием Северо-Тянь-Шаньского разлома.

За время проявления неотектонических складчато-глыбовых движений суммарная амплитуда относительного смещения крыльев Северо-Тянь-Шаньского разлома достигла величины местами не менее 5 км. Такое громадное смещение по нему устанавливается на основании геолого-геоморфологических признаков и подтверждается геофизическими исследованиями. Выполняющие предгорные прогибы палеоген-неогеновые и нижнеантропогеновые толщи общей мощностью около 5 км нередко, например вдоль восточной части Киргизского хребта, имеют падение в южных румбах (в сторону хребтов) под углом $45-20^\circ$. При этом возможны местные обратные падения в пределах среднеантропогеновых синклиналей непосредственно у сочленения палеозойских массивов с кайнозойскими отложениями. Учитывая лишь эти данные, амплитуды смещения по Северо-Тянь-Шаньскому разлому должны составить от 5 км и менее. Однако эта цифра неотектонических глыбовых смещений по разлому может быть увеличена за счет того, что северные склоны Киргизского хребта и Заилийского Алатау представляют возвышающиеся над кайнозойскими отложениями в различной мере расчлененные тектонические уступы без сохранившихся на них «древних денудационных поверхностей». Последние хорошо выражены западнее бассейна р. Аспара в Киргизском хребте, где по ним устанавливается высота тектонического уступа в 500—1000 м. Аналогичная картина наблюдается и вдоль Заилийского хребта. Лишь одни геолого-геоморфологические данные позволяют устанавливать амплитуду смещения по разлому до 6 км. Большая, но не постоянная амплитуда глыбовых смещений по нему подтверждается и геофизическими работами. В частности, в районе бассейна р. Аспара величина амплитуды смещения определяется в 5 км. В других случаях амплитуда того же разлома имеет меньшую величину. Учитывая комплексные геофизические и геолого-геоморфологические данные, можно с уверенностью считать, что амплитуда смещения крыльев Северо-Тянь-Шаньского разлома за время проявления неотектонических движений непостоянна и, по-видимому, колеблется в среднем от 1,5 до 5 км.

Современная высокая сейсмическая активность Северного Тянь-Шаня является, по-видимому, отражением на поверхности интенсивных процессов, протекающих на глубине вдоль ослабленной глубинной зоны Северо-Тянь-Шаньского разлома.

В настоящее время рассматриваемый разлом представляет на поверхности единую разрывную структуру, сопровождающуюся крупными и малыми дизъюнктивными дислокациями подчиненного значения. К ним относятся разломы, ограничивающие с севера структурные подзоны Чуйской и Илийской альпийских структурно-фациальных зон, и ряд малых тектонических нарушений в последних. Кроме того, Северо-Тянь-Шаньский разлом часто сопровождается опущенными тектоническими блоками на северных склонах Киргизского хребта и Заилийского Алатау. Грабены сложены как палеозойскими, так и кайнозойскими образованиями.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть исключительную важность тщательного и углубленного изучения подобных Северо-Тянь-Шаньскому разлому глубинных структур. Даже исходя из данного здесь краткого очерка, нетрудно, как нам кажется, убедиться в большом зна-

чении Северо-Тянь-Шаньского разлома в геологической истории развития смежных областей Южного Казахстана и Северной Киргизии. Выделяемая нами единая структура глубокого заложения и длительного развития сыграла в прошлом первостепенную роль при распределении и миграции как глубинного вещества земной коры, так и в основном обломочного материала на поверхности. Значение Северо-Тянь-Шаньского разлома не ограничивается лишь влиянием его на ход геологической истории при создании структур наращивающейся земной коры. Значение его состоит не только в том, что он является скорее всего причиной разрушительных землетрясений в Северной Киргизии и в Южном Казахстане, но и в том, что с его развитием в тесной или непосредственной зависимости находились рудообразование и распределение рудной минерализации. Правильная оценка металлогении в пограничной с Северо-Тянь-Шаньским разломом полосе дает нам возможность в какой-то мере производить прогнозы в отношении выявления месторождений полезных ископаемых как в обнажающихся палеозойских массивах, так и в скрытом под кайнозойскими отложениями фундаменте в Чуйской и Илийской впадинах.

Л и т е р а т у р а

- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов, ст. 1—2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1 и 3.
Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Содержание

Предисловие	5
<i>Б. П. Бархатов, Г. Г. Мельник.</i> Тектоника Памира	7
<i>В. И. Дронов.</i> Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира	14
<i>В. И. Буданов.</i> Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности)	24
<i>С. С. Карапетов.</i> О главной тектонической линии Памира	37
<i>И. В. Архипов.</i> Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура	42
<i>Д. П. Резвой.</i> О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Куль-Луньского неотектонического поднятия	49
<i>М. И. Варенцов, Г. Е. Рябухин, Ван Де-кунь.</i> Тектоника межгорных впадин Центральной Азии в связи с их нефтегазоносностью	69
<i>Н. П. Туаев.</i> Верхне-Аму-Дарьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности	95
<i>Л. Б. Вонгаз, А. Б. Коган.</i> Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью	110
<i>М. Л. Белеловский.</i> Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным	125
<i>Д. А. Казимиров, Г. А. Каледа, Н. Н. Бакун, Н. В. Лукина.</i> К вопросу о тектоническом строении Ферганы и закономерностях расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя	141
<i>А. С. Орловский.</i> Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований	146
<i>В. И. Попов.</i> Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования	155
<i>М. М. Кухтиков.</i> Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре	174
<i>П. Д. Виноградов.</i> Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан)	192
<i>В. А. Грищенко.</i> Северо-Тянь-Шаньский разлом	208

Contents

Foreword	5
<i>B. P. Barkhatov, G. G. Melnik.</i> Tectonics of Pamir	7
<i>V. I. Dronov.</i> Structural-facies subzones in Central and South-Eastern Pamir	14
<i>V. I. Budanov.</i> Tectonic location of granitoid intrusions in the Pamir (fundamental regularities)	24
<i>S. S. Karapetov.</i> On the main tectonic line of Pamir	37
<i>I. V. Arkhipov.</i> Specific features in the history of the development of Pamir during the Alpine period and in its present tectonic structure	42
<i>D. P. Rezvoi.</i> On the tectonic nature of the western part of Pamir-Himalayan-Kunlun neotectonic uplift	49
<i>M. I. Varentsov, G. E. Riabukhin, Van De-kun.</i> Tectonics of intermontane depressions of Central Asia in connection with their oil and gas content	69
<i>N. P. Tuaeov.</i> Verkhne-Amu-Daria depression as an example of an activated platform in connection with the problems of oil and gas content	95
<i>L. B. Vongaz, A. B. Kogan.</i> Some specific features in the tectonics of Tadjik depression (in connection with their oil and gas content)	110
<i>M. L. Belelovsky.</i> Some features in the deep tectonics of Tadjik depression according to geophysical data	125
<i>D. A. Kazimirov, G. A. Kaleda, N. N. Bakun, N. V. Lukina.</i> On the tectonic structure of Ferghana and the regularities in the position of folds in Mesozoic and Cenozoic deposits	141
<i>A. S. Orlovsky.</i> Main features of the deep geological structure in the eastern part of Ferghana depression according to geophysical research data	146
<i>V. I. Popov.</i> Nuclei and interunuclear zones of Middle Asia — basis of its geological regioning	155
<i>M. M. Kukhitikov.</i> Tectonic zonality of Gissaro-Alai folded region (Southern Tien-Shan) in a Hercynian structure	174
<i>P. D. Vinogradov.</i> Main stages in the formation of the western part of Tien-Shan Paleozoic geosyncline (Central Tadjikistan)	192
<i>V. A. Grischenko.</i> Northern Tien-Shan fault	208

Тектоника Памира и Тянь-Шаня
(Материалы II Всесоюзного
тектонического совещания в Душанбе)

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Л. В. Миракова*
Технический редактор *А. П. Гусева*
Переплет художника *Н. Н. Степанова*

Сдано в набор 13/1 1964 г. Подписано к печати 11/V 1964 г.
Формат 70×108^{1/32}. Печ. л. 13,75+4 вкл.=18,83. усл. печ. л.+4 вкл.
Уч.-изд. л. 21,3(19,2+2,1) Тираж 1200 экз. Изд. № 2044.
Т-07712 Тип. зак. № 95. Темплан 1964 г. № 717.

Цена 1 р. 64 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
89	16 св.	геолого-географических	геолого-геофизических
161	рис. 2, графа 6,15 св.	порфир	порфириды
161	рис. 2 графа 6,20—21 св.	гнейс-гонали	гнейс—тоналит

На вкладках: 1) Рис. 2 к ст. Белеловского знак 5 (в бассейне р. Вахш) должен быть заменен знаком 2; 2) На карте к статье Попова: к сев. вост. от XXXII должно быть XXXV; к сев. вост. от XXVIII должно быть XXIX

Тектоника Памира и Тянь-Шаня

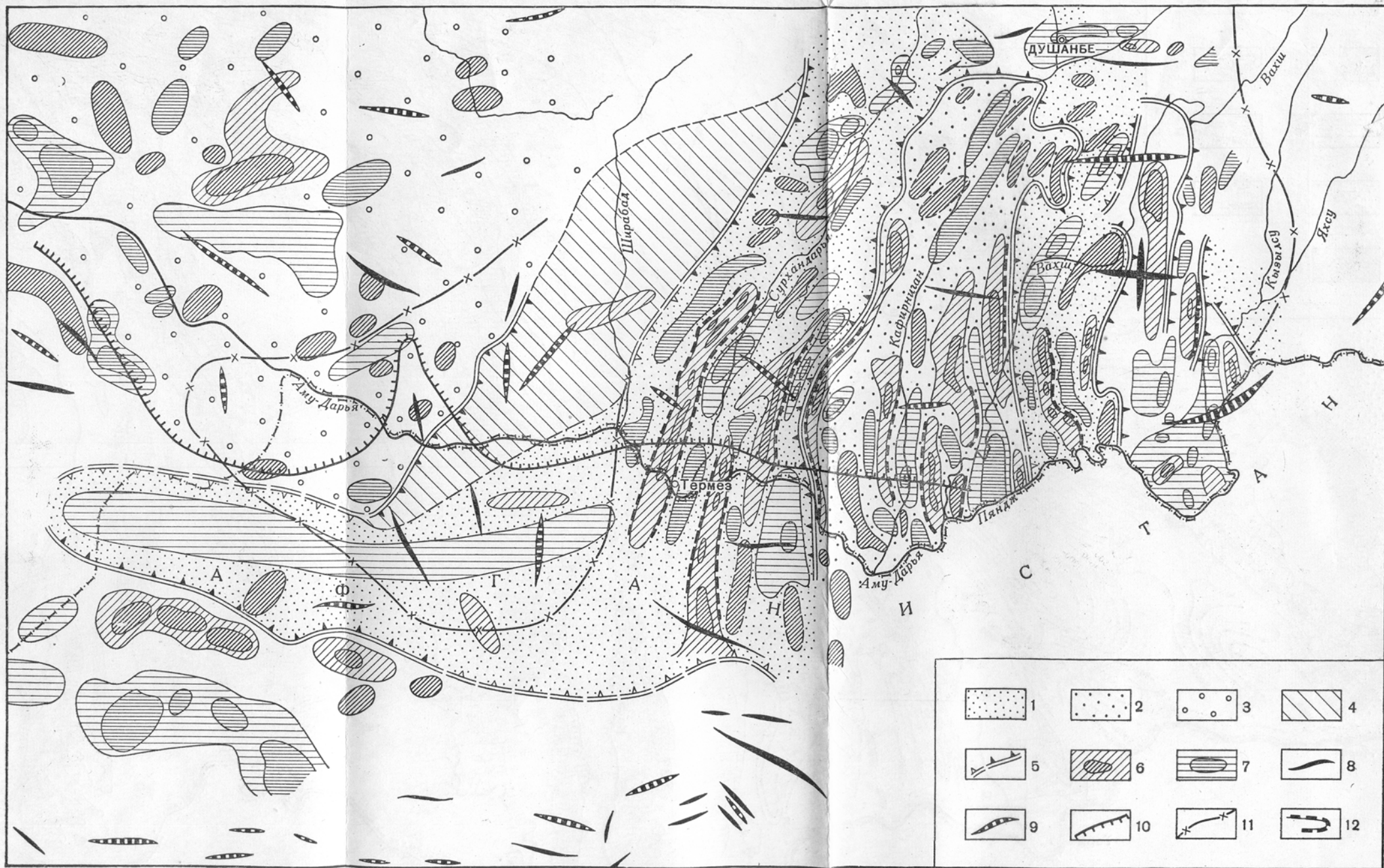


Рис. 2. Карта основных элементов гравитационного и магнитного полей Таджикской депрессии

1 — области региональных минимумов силы тяжести; 2 — области относительно повышенных значений аномалий силы тяжести; 3 — области мозаичного гравитационного поля; 4 — область повышенных значений аномалий силы тяжести; 5 — зоны гравитационных ступеней (пунктир — предполагаемые); 6—7 — зоны локальных максимумов (6) и минимумов (7) силы тяжести (густой штриховкой показана наиболее интенсивная часть аномалии); 8 — оси максимумов магнитного поля; 9 — то же минимумов; 10 — зона повышенных градиентов магнитного поля; 11 — граница изменения генерального простирания магнитных аномалий; 12 — гравитационные ступени по периферии локальных максимумов силы тяжести

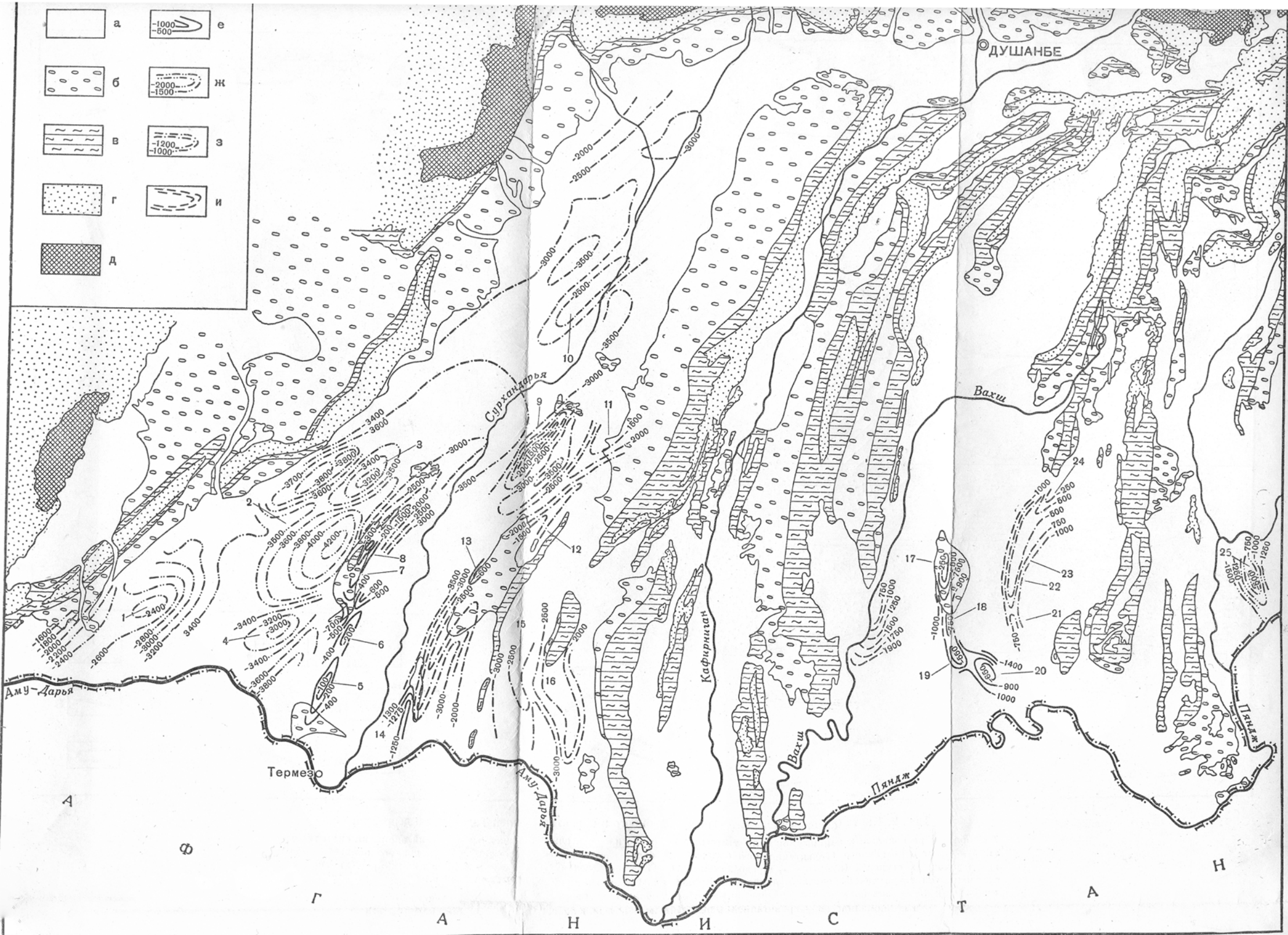


Рис. 1. Предварительная структурная карта Таджикской депрессии по кровле бухарских слоев. Составлена по материалам сейсморазведки (Р. С. Иванова, 1959—1960; А. Р. Митрофанова, 1958; А. Т. Дуркина, 1959—1961), электроразведки ВЭЗ (А. М. Каспарьян, 1960—1961; Л. А. Саркисян, 1959; Н. И. Оранский, 1958; Г. В. Кошлаков, 1959—1962) и бурения (К. В. Бабков, Л. Г. Кузрук, Б. И. Бутусов и др., 1962). Материалы ВЭЗ по Сурхандарьинской долине переинтерпретированы М. Б. Зильберштейном и М. Л. Белеловским с применением выявленных корреляционных зависимостей, остальные материалы заимствованы у авторов без существенных изменений

Отложения: а — антропоген; б — неоген; в — палеоген; г — мезозой; д — палеозой; е — и — изогипсы кровли бухарских слоев, проведенные по данным: е — бурения; ж — сейсморазведки; з — электроразведки; и — предположительно по разным данным.

Цифры на карте. Антиклинальные структуры: 1 — Каракурт; 2 — Истара; 3 — Аширхан; 4 — Ангор; 5 — Учкизыл; 6 — Заиг; 7 — Куштепе; 8 — Хаудаг; 9 — Ляльмикар; 10 — Алатемирская; 11 — Кошгарская; 12 — Северный Актау; 13 — Кокайтты; 14 — Джайранхана; 15 — Аккапчигайская; 16 — Дасманагы; 17 — Кызылтумшук; 18 — Акбашдыр Северный; 19 — Акбашдыр Южный; 20 — Кичикбель; 21 — Буракбулакская; 22 — Кичикдонгуз; 23 — Ташрабатская; 24 — Табакчи; 25 — Пархарская

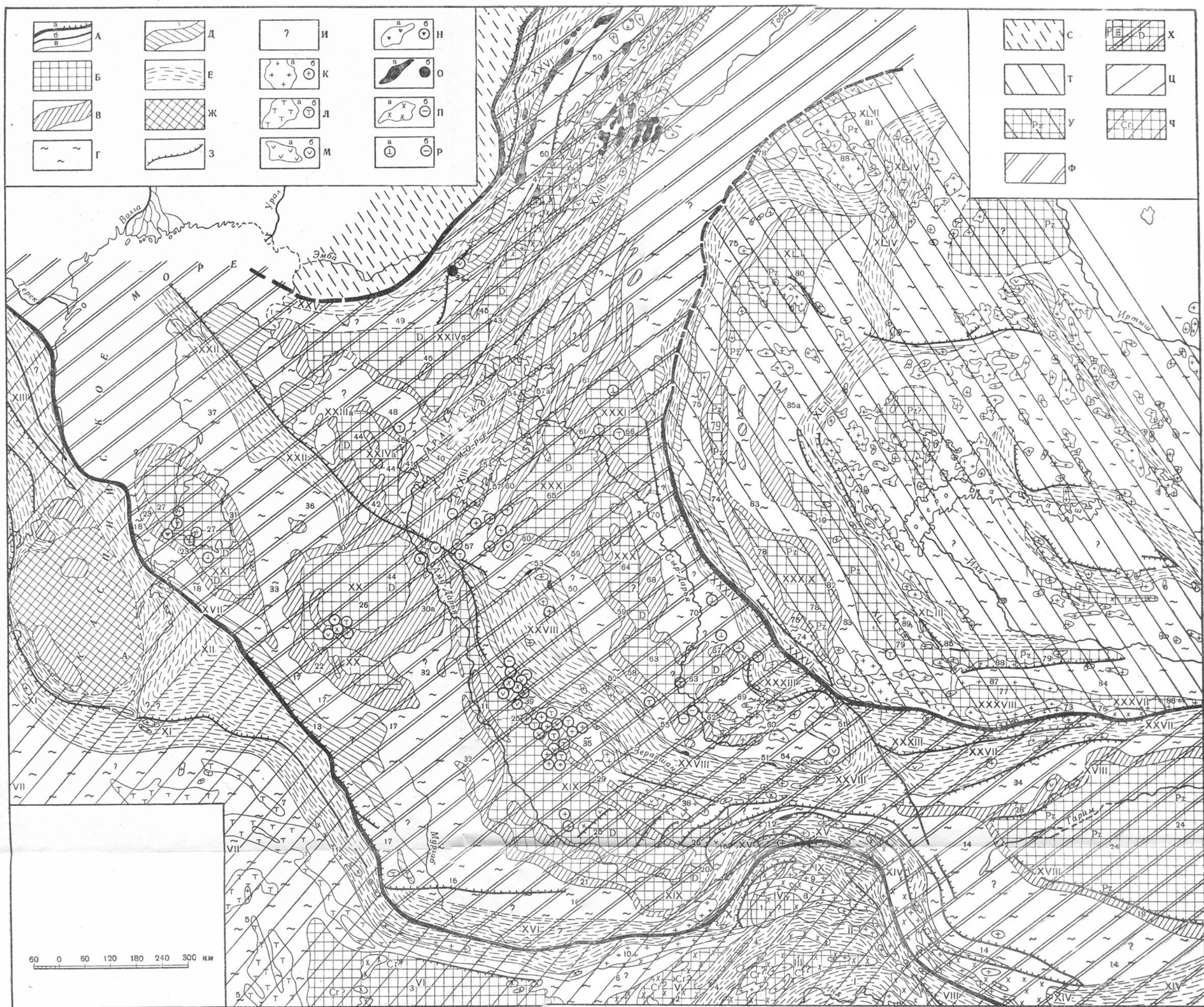


Рис. 4. Схема расчленения ядер и междуядерных зон Средней Азии (В. И. Попов, 1962)

А — границы ядер и междуядерных зон. Регионы. Ядра: Б — сердцевина ядра; В — оторочка ядра; Г — окраинные зоны ядер; Д — офиолитовые зоны; Е — междуядерные зоны; Ж — окна океанической базальтовой коры; З — главные разломы; И — предположительные данные. Магматические формации (К — П: а — в обнажениях, б — в глубоких буровых скважинах): К — гранитоиды; Л — порфиро-туфовые; М — базальтовые (габбро-диабазы, спилиты, габбро); Н — амфиболитовые;

О — ультрабазитовые; П — гнейсовые; Р — осадочные (в скважинах): а — карбонатные, б — терригенные. Возраст регионов (время окончания формирования складчатого основания и его кристаллического фундамента): С — докембрийский (рифейский) пояс; Т — каледонский (верхне-ордовикский) пояс; У — докембрийские сердцевинные его ядра; Ф — варисский (среднетриасовый) пояс; Х — докембрийские и девонские сердцевинные его ядра; Ц — альпийский (третичный) пояс; Ч — нижнемеловые сердцевинные его ядра. Объяснение римских и арабских цифр см. также в табл. 3 (в конверте)

Расчленение геологических регионов континентального типа * Средней Азии и прилегающих областей
по В. И. Попову (1962 г.)

Орогенный пояс	Семейство ядер	Внешняя междуядерная зона	Ядро								Внутренняя междуядерная зона			
			Название ядра	Офиолитовая подзона	Внешняя окраинная зона	Сердцевина ядра			Общая окраинная зона	Внутренняя окраинная зона				
						Внешняя оторочка	Сердцевина	Внутренняя оторочка		Название зоны		Батолит		
А. Альпийский * (третичный) с киммерийскими (нижнемеловыми) сердцевинами ядер	A ₁ ^{Tg} — Иранское	I ^{Tg} — Гималайская II ^{Tg} — Читральская	III ^{Tg} — Сватское ?	?	?	?	—	—	—	—	—	VIII ^{Tg} — Северо-Каракурумская		
			IV ^{Tg} — Южно-Памирское	?	?	?	1 ^{Cg} — Шугнанская	—	4 ^{Tg} — Логарская	6 ^{Tg} — Кух-и-Баба-Герирудская	8 Аличурский 9 Базардаринский 10 Западно-Гиндукушский	IX ^{Tg} — Центрально-Памирская		
			V ^{Tg} — Гиндукушское	?	?	?	2 ^{Cg} — Гиндукушская (Кабульская)	?	—	—	—	X ^{Tg} — Паропамизская		
			VI ^{Tg} — Афганское	—	—	—	3 ^{Cg} — Фаррах-Газнийская (Афганская)	—	—	—	—	—		
			VII ^{Tg} — Иранское	?	—	—	—	—	—	5 ^{Tg} — Кайенская	7 ^{Tg} — Хорасанская	11 — Мешхедский	XI — Эльбурская XII — Копет-Дагская XIII — Большекавказская	
Б. Варисский (среднетриасовый) с тельбесскими (девонскими), частью докембрийскими сердцевинами	B ₁ ^T — Таримское	XIV ^T — Кунь-Луньская	XVIII ^T — Таримское	?	14 ^{T(?)} — Яркендская	19 — Мазартагская	24 ^{Pg} — Ойхартская	28 Кельпинская	—	34 ^T — Предкошшаальская (Халыктауская)	—	—		
			XIX ^T — Гиссаро-Дарвазское	12 — Муксу-Кала-и-Кумбская	15 ^T — Дарвазская	16 ^{T(?)} — Меймечинская	20 — Хобурабатская	25 ^D — Каратегинская	29 Каратагская	—	35 ^T — Гиссарская	38 Гиссарский 39 Газлинский	—	
	XX ^T — Каракумское	13 — Предкопетдагская (?)					17 ^T — Южно-Каракумская	22 — Унгузская	26 ^D — Каракумская	30 Узбойская	32 ^{T?} — Восточно-каракумская	36 ^T — Сарыкамышская	?	—
								XXI ^T — Карабогазское	?	18 ^T — Красноводская		23 — Южная Карабогазская	27 ^D — Карабогазская	31 Туаркырская
	B ₃ ^T — Уральское	XXIII ^T — Тобольская	XXIVa ^{T(?)} — Центрально-Устьюртское	?	—	42 — Карабаурская	44 ^{D(?)} — Барсакельмеская	46 Северно-Барсакельмеская	48 ^T — Каратюлейская	—	—	—		
			XXIVb ^T — Мугоджарское	40 Западноаральская	41 ^T — Западноаральская	43 — Айдырлинская	45 ^D — Челкарская	47 Уралтауская	—	49 ^T — Северно-Устьюртская	—	XXV ^{T(?)} — Южноэмбинская		
	B ₄ ^T — Сыр-Дарьинско-Тургайское	XXVII ^T — Южно-Тянь-Шаньская; а — Кокшаальская подзона, б — Алайско-Нуратинская подзона	XXIX ^T — Кураминское	51 — Фергано-Нуратинская	—	—	62 ^D — Приташкентская?	67 Казыкуртская	—	69 ^T — Кураминская	71 — Кураминский	XXXIII ^T — Чаткало-Нарынская		
			—	—	54 ^T — Предалайская	58 — Пистелитская	63 ^D — Чу-Илийская	—	70 ^T — Сыр-Дарьинская	?	XXXIV ^T — Большекаратская			
			—	—	55 ^{Ta} — Преднуратинская	—	—	—	—	—	?	—		
			XXX ^T — Средне-Сыр-Дарьинское	53 Северно-Кызылкумская	56 ^T — Северно-Кызылкумская	59 — Западная Средне-Сыр-Дарьинская	64 ^{D(?)} — Средне-Сыр-Дарьинская	68 Восточная Средне-Сыр-Дарьинская	—	—	?	—		
XXXI ^T — Северно-Кызылкумское			—	57 ^T — Бельтауская	60 — Приаральская	65 ^D — Северно-кызылкумская	—	—	?	?	—			
XXXII ^T — Нижне-Сыр-Дарьинское	54 Восточноаральская	57 ^T — Восточноаральская	61 — Казалинская	66 ^{D(?)} — Нижне-Сыр-Дарьинская	—	—	?	?	XXXV ^T — Улутауская					
В. Каледонский (ордовикский) с докембрийскими сердцевинами ядер	B ₁ ^O — Муонкум-Киргизское; Тенгизское	XXXVI ^O — Таласская	XXXVII ^O — Текесское	—	73 ^O — Терсейская	—	76 ^{Pg} — Текеская	—	—	84 ^O — Кунгейская	86 Нарынкольский	XLIII ^O — Чу-Илийская		
			XXXVIII ^O — Иссык-Кульское	—	—	—	77 ^{Pg} — Иссык-Кульское	—	—	—	87 Кунгейский			
			XXXIX ^O — Макбальское	—	74 ^O — Бурцевская	75a — Юго-Западно-Макбальская	78 ^{Pg} — Макбальская	82 Северо-Восточно-Макбальская	83 ^O — Средне-Чуйская	85 ^O — Средне-Чуйская	88 Заилийский 89 Кандыктасский			
			XI ^O — Муонкумское?	—	—	—	79 ^{Pg} — Муонкумская	—	—	—	—	—		
			XLI ^O — Тенгизское	—	75 ^O — Джекзганская	—	80 ^{Pg} — Тенгизская	—	—	—	—	—	XLIV ^O — Нуринская	
			XLII ^O — Кокчетавское	72 Ишимская	—	?	81 ^{Pg} — Кокчетавская	—	—	?	90 Северный Кокчетавский	—	—	

* Среди регионов океанического типа выделяется Южно-каспийское океаническое окно.

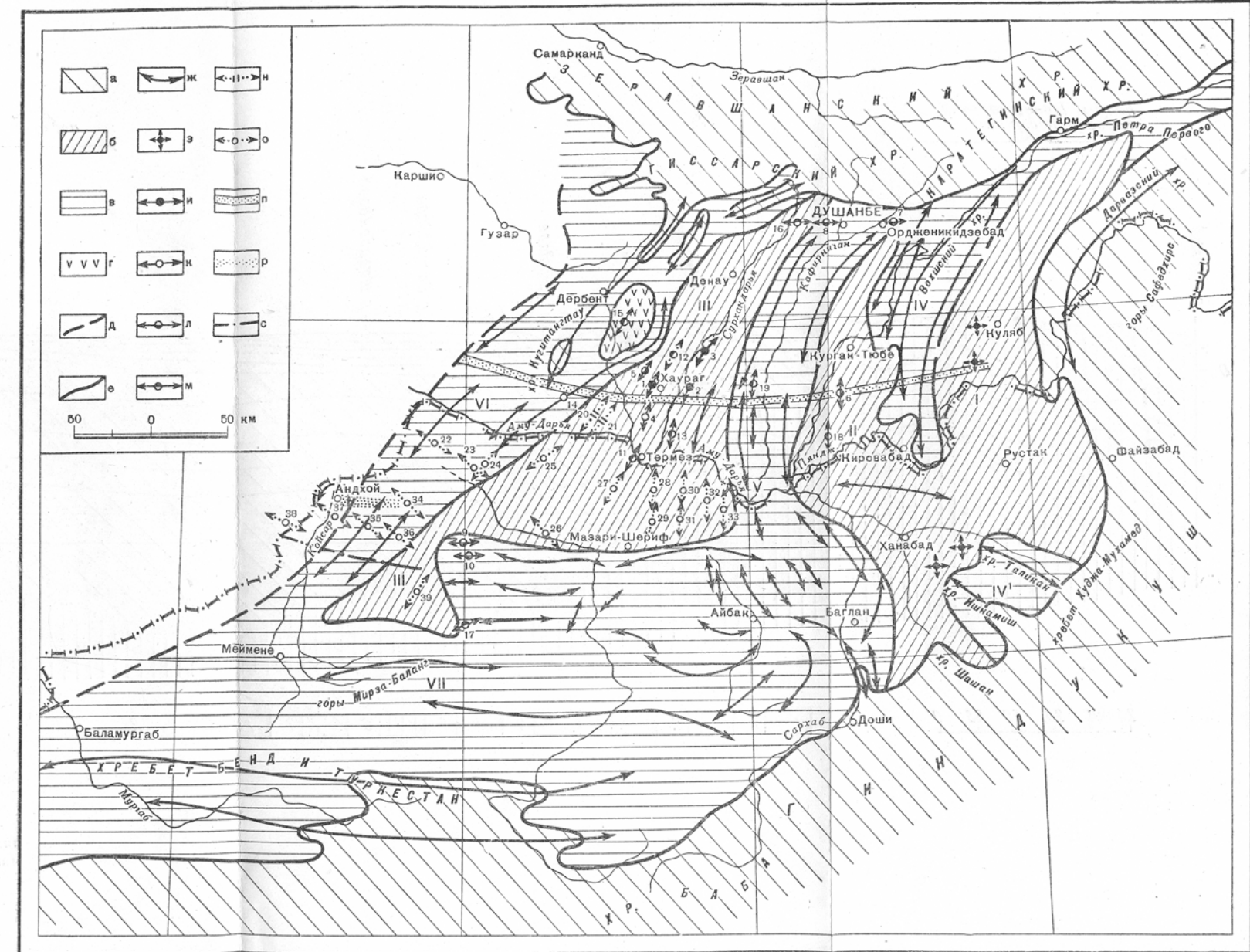
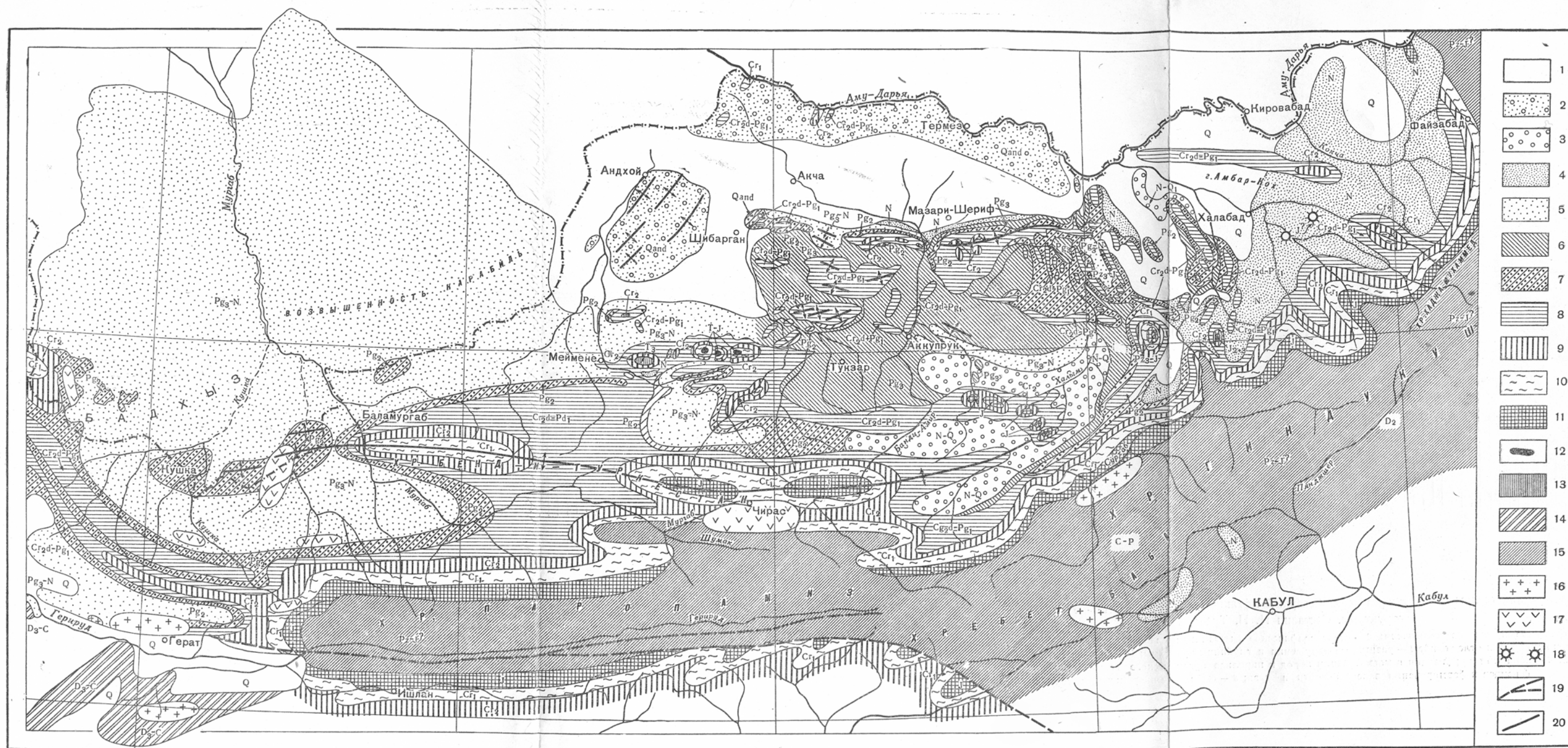


Рис. 2. Схематическая структурная карта Верхне-Аму-Дарьинской впадины. Составил Н. П. Туаев, 1962

a — зоны поднятий, окаймляющих впадину, сложенные на севере и востоке палеозойскими отложениями, на юго-востоке и юге — метаморфической толщей, в состав которой входят отложения от палеозойского до мелового возраста; *b* — зоны погружения; I — Кулябско-Рустакская; II — Кургантюбинско-Ханабадская; III — Сурханско-Балхская; *v* — зоны поднятия; IV — Привахско-Эшкешевская; V — Кафирниганско-Хайбак-Кундузская; VI — Андкойско-Кугитанг-Сурхантауская; VII — Паропамизско-Кух-и-Эльбурская; *z* — Байсунская котловина; *d* — условная западная граница Верхне-Аму-Дарьинской впадины; *e* — границы зон поднятия и погружения; *ж* — оси основных структур; *з* — соляные купола; *и* — разрабатываемые месторождения нефти и, частично, газа; 1 — Хаудаг; 2 — Кокайт; 3 — Ляль-Микар; *к* — выработанные месторождения (в верхних горизонтах) с неразведанными нижними меловыми и более древними отложениями; 4 — Уч-Кызыл; *л* — разведываемые структуры; 5 — Аширханская; 6 — Кызыл-Тумшук; 7 — Андяген; 8 — Тючоб; 9 — Етымтаг; 10 — Ходжа-Гугердак; *м* — разведывавшиеся структуры; 11 — Старо-Термезская; 12 — Ак-Курган; 13 — Джайранханнская; 14 — Баз-Рабат-Акташ; 15 — Гаджакская; 16 — Шаамбарская; 17 — Ангог; 18 — Карадумская; 19 — Кафрjonsкая; *н* — структуры, выявленные по геоморфологическим особенностям и подтвержденные геофизическими данными; 20 — Тасканская, 21 — Балдырская; *o* — структуры, выявленные по геофизическим данным; 22 — Каратепекаланская; 23 — Джаркудукская; 24 — Южно-келифская; 25 — Сайдуклинская; 26 — Имамсабская; 27 — Сиагердская; 28 — Ганьджийская; 29 — Абдуждузская; 30 — Мохаммед-Жандогарская; 31 — Наммабодская; 32 — Бардакская; 33 — Айтатепинская; 34 — Джангалинолон; 35 — Каракырская; 36 — Аска; 37 — Какамкульская; 38 — Чойболни-екая; 39 — Каппадарская *п* — зона отрицательных магнитных аномалий; *р* — зона положительных магнитных аномалий; *с* — нарушения, выявленные по геофизическим данным

Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Верхне-Аму-Дарьинской впадины и прилегающих районов. Составил Н. П. Туаев на основании данных Р. Фюрона, С. Попола, С. Тромпа и личных наблюдений

1 — четвертичные аллювиальные отложения р. Аму-Дарья; 2 — дислоцированные образования неоднородного состава: чередование суглинков с песками, лёссовидных образований с гилсовыми песчаниками, конгломераты и т. д. (аналог сохского яруса — Qand); 3 — толща серовато-красных песчаников и глин в нижней части и красновато- и желтовато-серых рыхлых песчаников и лёссовидных образований в верхней части (аналог бактрийского яруса — N—Q); 4 — толща чередующихся серовато-красных песчаников и глин, реже конгломератов (аналог массагетского яруса N); 5 — внизу толща малиново-красных глин и песчаников; вверху толща серовато-красных песчаников, глин и реже конгломератов (аналог массагетского яруса — Pg₂ — N); 6 — глины и алевролиты малиново-красные, местами с прослоями ракушечников с *Exogira galeata*, *Ostrea (Crassostrea) gryphoides* Slioth., иногда в сочетании с серыми и пестрыми глинами с *O. trianchanensis* Rom. и другой фауной (возрастной аналог ифариинского, ханабадского и сумсарского ярусов — Pg₂—Pg₁); 7 — глины мергелистые, желтовато-зеленовато-серые, в нижней части с пачкой тонкослоистых битуминозных, мергелистых известняков с кремнистыми линзовидными стяжениями в нижней части. В верхней части непостоянная толща голубоватых и зеленовато-серых глин, известковистых и песчаных ракушечников с

Ostrea turkestanensis и другой фауной (сузакский, алайский и туркестанский ярусы — Pg₂); 8 — серые, светло-серые до белого известняки, местами доломитизированные, органогенные, большей частью выщелоченные, местами пещеристые (аналог бухарского яруса — Cg₂—Pg₁); 9 — толща серых и зеленовато-серых глин, известняков, ракушечников и песчаников, местами с прослоями фиолетово-красных глин, гипсов (Cg₁); 10 — красноватая песчано-глинистая толща с подчиненным количеством конгломерата и пачками гипса в верхах (валанжин-готерив), толща серых и темно-серых глин (нередко с сидеритовыми стяжениями), известняков, ракушечников и серых песчаников в нижней части (ап-альб). Терригенная, песчано-глинистая толща с подчиненным количеством прослоев известняка и углей (Cg₁); 11 — юры; 12 — триаса-юры; 13 — метаморфизованная сланцево-известняковая толща (T₂); 14 — толща известняков с подчиненным количеством мергелей, содержащих батолитовидные тела и дайки риолитов, риодацитов, кварцево-диоритовых порфиринов и т. д. (D₂ — C); 15 — метаморфическая, частично магматизированная толща (P₂ — J?); 16 — граниты и гнейсы; 17 — магматические образования различного состава и туфы; 18 — соляные купола (J?); 19 — основные нарушения; 20 — ось антиклинали

