

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

М.В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТониКИ
И ТЕКТониКА
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

Часть I и II

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

М. В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТОНОФИЗИКИ
И ТЕКТНИКА
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

Части I и II

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. В. БЕЛОУСОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва—1959

ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе развития отечественной геологии советская геотектоника должна оказывать максимальную помощь при решении задач, связанных с поисковыми и разведочными работами. Для этого необходимо не только развивать общие тектонические представления о развитии структуры крупных участков земной коры и региональную геотектонику, но и совершенствовать методы прогноза деталей структуры на глубину и в плохо обнаженных районах. Для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и прогноза землетрясений большое практическое значение имеет знание закономерностей образования складок и тектонических разрывов в земной коре.

Для освещения процессов образования складок и разрывов следует выяснять закономерности их распространения и историю возникновения, а также изучать и механизм их формирования. Учение о механизме формирования складок, разрывов и других деформационных структурных элементов земной коры, называемое тектонофизикой, развито еще очень слабо. Особенно мало известно о разрывах. В опубликованных работах много противоречий, неясностей и ошибок; весьма несовершенны общие теоретические представления, которые кладутся в основу методов исследований и интерпретации результатов полевых наблюдений.

Важнейшая задача настоящего исследования — это попытка дальнейшего развития существующих представлений о механизме формирования складок и, главным образом, тектонических разрывов.

В первой части работы кратко рассматриваются история и главные задачи тектонофизики и подчеркивается, что основой учения о механизме формирования складок и разрывов должно быть детальное рассмотрение этих процессов совместно со всеми остальными тектоническими явлениями на примерах отдельных хорошо изученных районов. До сих пор в геологической литературе нет исследований подобного рода. Проведенная нами работа по изучению механизма формирования Байджансайского антиклинория одна из первых попыток продвинуться в этом направлении.

Район Байджансайского антиклинория в хр. Каратау весьма благоприятен в геологическом отношении. Решение связанных с ним тектонических вопросов имеет серьезное практическое значение. Геологию этого района, занимающего площадь 460 км², мы подробно изучали на протяжении девяти лет. Хорошая обнаженность, многочисленные горные выработки и детальность геологической съемки способствовали достоверности полученных геологических заключений.

Во второй части настоящей работы в сжатом виде излагаются только основные выводы из геологических исследований, необходимые для характеристики морфологии, истории и обстановки формирования складок и разрывов.

Ясно, что описать механизм формирования складок и разрывов и дать его анализ нельзя, не использовав ряда методов и общих представлений, принятых в геотектонике. Однако в процессе работы мы столкнулись со многими неясностями, противоречиями и даже ошибками как в методах, так и в общих представлениях. По этой причине, чтобы разобраться в тектонике Байджансайского антиклинория, мы должны были рассмотреть ряд общих вопросов. В итоге третью часть работы пришлось посвятить рассмотрению современного состояния физических основ тектонофизики. Без этого было бы невозможно обсуждать результаты полевого изучения складок и разрывов в Байджансайском антиклинории и пользоваться методом моделирования.

Описание складок и разрывов, развитых в Байджансайском антиклинории и обсуждение механизма их формирования составляют содержание четвертой части данной работы.

Полевые геологические исследования проводились совместно Институтом физики Земли АН СССР (являвшимся до 1956 г. частью Геофизического института), Московским геолого-разведочным институтом имени С. Орджоникидзе и Казахским геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр СССР. Вопросы механизма формирования складок и разрывов решали сотрудники отдела геодинамики Института физики Земли АН СССР, возглавляемого В. В. Белоусовым.

Большую помощь в проведении настоящей работы оказал автору В. В. Белоусов. Во многом помогли Н. И. Николаев, Е. Е. Захаров и Н. В. Зволинский. Значительные творческие усилия и напряженный труд вложил в данное исследование весь коллектив, работавший под руководством автора. Фамилии участников отдельных разделов исследования отмечаются в соответствующих главах. Всем товарищам по работе автор выражает глубокую благодарность.

Тектонофизическое направление исследований — новое в науке. Пока еще нет установившихся общепризнанных представлений о его задачах, истории формирования и методах. Слабо разработаны и многие из его основных теоретических положений. Поэтому в начале работы, посвященной тектонофизическим вопросам, автор должен сформулировать основные положения: 1) в чем, по его мнению, заключается тектонофизика; 2) каковы основные этапы ее истории; 3) каково ее современное состояние и 4) в чем состоят ее насущные задачи. Это необходимо, поскольку за последние годы значительно повысился интерес многих научных учреждений и промышленных организаций к тектонофизическим исследованиям.

В Геофизическом Институте АН СССР лаборатория тектонофизики была создана в 1949 г. в связи с проблемой прогноза землетрясений. Для решения задач нефтяной геологии в 1953 г. была организована лаборатория тектонофизики во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом нефтяном институте. В том же году тектонофизическая лаборатория возникла в Московском государственном университете. Вопрос об организации аналогичных лабораторий стоит на очереди и в других научных и учебных учреждениях. В составе Американского геофизического союза секция тектонофизики образована в 1940 г.

В январе 1957 г. Институтом физики Земли АН СССР было проведено первое всесоюзное тектонофизическое совещание.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**ИСТОРИЯ
И ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

Глава 1

ОБЩАЯ ЗАДАЧА ТЕКТОНОФИЗИКИ

Как известно, изучением общих геологических закономерностей распространения складок и разрывов и выявлением истории их возникновения, в связи с общим развитием Земли и земной коры, занимается геотектоника (сокращенно — тектоника), которая широко использует различные геологические методы исследования. Однако одних геологических наблюдений на поверхности Земли или на весьма небольшой глубине недостаточно, так как они не дают возможности наблюдать во времени процессы деформирования земной коры и измерять деформации и напряжения в любых ее точках.

Чтобы всесторонне изучить процесс образования складок и разрывов, необходимо не только осветить закономерности их распространения и истории возникновения, что обычно делается при тектонических исследованиях, но также выяснить и механизм их формирования. Поскольку деформации и нарушения сплошности слоев в земной коре — процессы физические, их нужно изучать физическими методами. Следовательно, задача изучения механизма образования складок и разрывов в земной коре является не только тектонической, но и физической. Для ее решения возникло особое направление, за которым в советской геологии уже укрепилось название тектонофизика. Таким образом, общая задача тектонофизики заключается в освещении механизма развития деформаций и разрывов, возникающих в земной коре вследствие действия глубинных процессов.

В результате таких деформаций и разрывов возникают широко распространенные структурные элементы земной коры, которые могут быть названы деформационными структурными элементами. Кроме них, существуют структурные элементы магматического (батолиты, лакколиты, силлы и др.) и осадочного происхождения (рифовые массивы, тела дельтовых отложений, залежи солей и т. п.). Используя указанный термин, тектонофизику можно определить как учение о механизме развития деформационных структурных элементов земной коры. При этом подразумевается, что вопросы морфологии, истории и общих закономерностей распространения этих элементов не входят в тектонофизику и рассматриваются в других разделах геотектоники.

В указанном выше понимании тектонофизика не включает изучения общих причин появления деформаций в земной коре, которыми являются

глубинные подкоровые процессы, и описания закономерностей проявления этих процессов в течение геологического периода истории Земли. Тектонофизика должна отвечать на вопрос, какие силы действуют на земную кору и как она реагирует на них. На вопросы, где, когда и почему возникают эти силы, тектонофизика сама по себе не может дать ответа.

Для выяснения причин появления деформирующих сил необходим учет не только деформаций коры, но и данных исторической геотектоники, вулканологии, петрологии, геофизики и космогонии. Выяснение причин тектонических процессов — одна из главных задач всей геотектоники, решаемых ею совместно с другими науками.

При таком ограничении задач тектонофизика является только частью геотектоники. Это повышает конкретность содержания тектонофизики и достоверность решений, входящих в нее вопросов, так как они оказываются связанными с процессами, происходящими в наиболее доступной и практически самой важной для нас части твердого земного шара.

Следует отметить, что в американской геологической литературе сложилось иное понимание тектонофизики, о чем можно судить по задачам, поставленным перед секцией тектонофизики Американского геофизического союза в 1940 г., и по сформулированному специальным комитетом в 1943 г. циркуляру, рассматривающему цели Американского геофизического союза и задачи каждой его секции¹. Задачей секции тектонофизики Американского геофизического союза считается координация всех исследований, посвященных изучению структуры Земли, производящихся геологическими наблюдениями, лабораторными экспериментами и теоретическим анализом, и основанных на обобщении данных геологии, геофизики и применении физических методов исследования. Секцию интересуют исследования, посвященные описанию структуры и истории развития земной коры, процессам метаморфизма, силам, вызывающим деформации земной коры, и механизму течения ледников. Из лабораторных работ секцию интересует изучение физических констант горных пород и минералов, а также деформации минералов и горных пород, включая лед.

При такой формулировке задача тектонофизики, по существу, оказывается совпадающей с общей задачей всей геотектоники, а вернее, с общей задачей совместных усилий геотектоники, геофизики и космогонии.

Расширение задачи тектонофизики до задачи всей геотектоники нам представляется неверным, и поэтому в дальнейшем под тектонофизикой мы будем подразумевать лишь один раздел геотектоники, посвященный только изучению механизма образования деформационных структурных элементов земной коры, хотя некоторые результаты тектонофизики смогут быть использованы и при анализе строения и развития подкоровых частей Земли.

Расхождение между сложившимся у нас и принятым в Америке пониманием объема тектонофизики не случайно. Нужно иметь в виду, что геотектоники в нашем объеме в буржуазной науке еще нет. Единственная работа, которая приближается по содержанию к нашим руководствам по геотектонике, опубликованным В. В. Белоусовым (1948б), Ю. А. Косыгиным (1952), В. Е. Хаиным (1954а) — это книга Гогеля (Goguel, 1952). Обычно же за границей содержание геотектоники при-

¹ См. «National research council». Am. Geoph. Union, pt. I-III, 1943, p. 299.

нято ограничивать объемом структурной геологии. Стремясь объединить вопросы, связанные с историей, механизмом и причинами тектонических явлений, американские геологи включили их в тектонофизику, которая вследствие этого оказалась равной уже созданной у нас геотектонике. Выделение тектонофизики в нашем понимании, по-видимому, является следующим шагом в развитии геотектоники.

В связи с принимаемым нами определением тектонофизики может встать вопрос, соответствует ли это название ее содержанию и не лучше ли применить какое-нибудь другое название, например «тектономеханика», «механика земной коры» или «геомеханика». Отвечая на этот вопрос, прежде всего нужно подчеркнуть, что название мы не предлагаем, а только используем, так как оно фактически уже вошло в жизнь. Но дело, конечно, не только в этом. Возможность использования слова «физика» вместо слова «механика» оправдывается тем, что «механику» пришлось бы применять в весьма широком смысле слова, как механику не абсолютно твердого тела, а сплошной среды со сложными изменяющимися механическими свойствами. При таком широком понимании механики, как известно, стирается грань между нею и физикой в узком смысле слова (т. е. не включающей механику).

При изучении процессов деформирования горных пород в земной коре и образования тектонических разрывов мы обязаны учитывать не только перемещение масс, но и изменяющиеся свойства (качества) пород и те молекулярные состояния и движения, которыми они обуславливаются. Следовательно, мы должны считать, что одновременно занимаемся и механикой и физикой, понимаемыми в узком смысле слова, или же должны, как это фактически часто делается, включать в физику учение о деформациях и механическом разрушении вещества.

Таким образом, изучая механизм образования деформационных структурных элементов земной коры, мы, безусловно, занимаемся не только механикой, но и физикой тектонических явлений, и поэтому название «тектонофизика» не противоречит тому содержанию, которое мы вкладываем в этот термин.

Тектонофизика является областью знаний, пограничной между геотектоникой, геофизикой, физикой, механикой горных пород, учением о сопротивлении материалов и гидромеханикой. Большое значение имеет связь тектонофизики с учением о полезных ископаемых и другими геологическими науками (минералогией, петрографией, исторической геологией).

Геологическая сторона задачи тектонофизики трудна вследствие того, что развитие земной коры — это результат сложного взаимодействия глубинных и поверхностных процессов, протекающих в недрах Земли, в гидросфере и атмосфере. Образование каждой складки, каждого разрыва происходит в условиях одновременного проявления многих процессов в земной коре. Геологические исследования должны выявлять эти процессы, оценивать их возможное влияние на рост складок и разрывов и давать материал для реконструкции истории формирования последних.

Физическая сторона задачи сложна тем, что в настоящее время видны лишь некоторые результаты деформаций и разрывы, которые удастся наблюдать только на поверхности Земли и отчасти в горных выработках. По этим отрывочным данным, отражающим далеко не все результаты весьма медленно протекающего процесса, надо судить о направлении и характере сил, породивших деформации и разрывы, и делать заключения о структуре остальных участков коры, не доступных

для непосредственного изучения. Трудность задачи усугубляется большой сложностью внутреннего строения неоднородных и анизотропных, пластически деформируемых слоистых масс горных пород, а также еще и тем, что процессы деформирования и разрушения развиваются в течение весьма длительного времени и на разных глубинах, а значит при различных всесторонних давлениях и температурах. Теоретические основы решения задач такого рода составляют содержание недавно возникших и еще слабо развитых теорий ползучести, совместного учета упругих и пластических свойств материалов и длительной прочности. Наконец, надо иметь в виду, что физические свойства горных пород, знание которых необходимо для решения задачи, еще очень мало изучены.

Таким образом, трудности, стоящие перед тектонофизикой, достаточно велики. Они явились причиной малой эффективности многих попыток решения тектонофизических вопросов, которые с середины XIX в. эпизодически предпринимали различные геологи попутно с выполнением других, чисто геологических исследований.

Успешное решение тектонофизических вопросов возможно только в результате специальной систематической работы комплексного геологического и физического характера, которую надо вести, учитывая все сделанное ранее в этом направлении и правильно понимая современное состояние тектонофизики.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

История тектонофизических исследований может быть правильно понята только на фоне истории изучения структуры земной коры в целом и развития общих геотектонических представлений. Поэтому ниже, уделяя основное внимание тектонофизике, нам придется упоминать также и основные этапы развития всей геотектоники.

Первый этап — XIX в. и первые годы XX в.

Вопросы происхождения и механизма образования складок и тектонических разрывов стали важными еще во время зарождения геологии во второй половине XVIII и первой половине XIX в. В числе первых заключений геотектонического и вместе с тем тектонофизического характера были выводы, сделанные в 1760 г. М. В. Ломоносовым, затем в 1788 г. Геттоном и в 1796 г. Соссюром о том, что круто наклоненное и складчатое залегание слоев есть результат деформирования земной коры. Эта точка зрения противопоставлялась учению нептунистов, согласно которому крутой наклон слоев считался первичным и обусловленным неравномерностью кристаллизации химических осадков из морской воды на неровном дне. В связи с борьбой плутонистов против нептунистов по этому вопросу в 1812 г. Джемс Холл в Эдинбурге провел первые известные нам эксперименты на моделях, опубликованные в 1815 г. Холл (Hall, 1815) считал, что складки, наблюдающиеся на Британских островах, в породах, относимых ныне к силуру, — результат горизонтального сжатия, и в своих опытах на моделях воспроизводил такое образование складок.

С тридцатых годов XIX в., в связи с интенсивным изучением структуры ряда горных хребтов, многих геологов заинтересовал вопрос образования кливажа и сланцеватости, происхождение которых вызвало длительную дискуссию, не вполне завершенную до настоящего времени. Кливаж изучали в поле и рассматривали теоретически Сэдживик в 1853 г., Филиппс в 1843 г., Шарпе в 1847, 1849 гг., Сорби в 1853 г., Тиндол в 1856 г. Одни считали кливаж результатом ориентированной перекристаллизации горных пород, другие рассматривали его как деформацию тектонического расслаивания перпендикулярно сжимающей силе, не связанную с перекристаллизацией; третьи считали кливаж результатом переориентировки (поворота) ранее существовавших чешуйчатых минералов в процессе деформации горных пород. Для подтверждения последней точки зрения Сорби провел специальные

эксперименты по сжатию смеси гематита с влажной глиной, в которой он воспроизводил кливаж (Sorby, 1853). Многочисленные опыты по воспроизведению кливажа и сланцеватости позднее провел А. Добрэ (Daubree, 1879).

Особенно большой интерес вызвали вопросы образования складок и разрывов во второй половине XIX в., когда сильно разросшаяся промышленность передовых стран и только что возникший и быстро развивавшийся железнодорожный и пароходный транспорт потребовали высокой добычи железных руд, угля и других видов полезных ископаемых, залегающих в слоистых осадочных горных породах, и когда, в связи с использованием двигателей внутреннего сгорания, стали усиленно добывать нефть, месторождения которой также приурочены к слоистым осадочным горным породам. В результате геологических съемок больших территорий, сложенных осадочными горными породами, и изучения строения заключенных в них месторождений полезных ископаемых выяснилось чрезвычайно широкое распространение складок и разрывов. Необходимость объяснить складкообразование и его связь с общим развитием земного шара вызвала возникновение контракционной геотектонической гипотезы развития Земли. Эта гипотеза тогда легко увязывалась с широко распространившейся космогонической гипотезой Канта—Лапласа.

Согласно контракционной гипотезе складки считались результатом повсеместного общего сжатия земной коры вследствие охлаждения и сокращения объема подкоровой части Земли. Такое представление о происхождении складчатости было тогда господствующим.

В это время зародилось и тектонофизическое направление, начавшее развиваться в соответствии с общими геотектоническими представлениями. Большое значение для развития представлений о складкообразовании имели исследования А. Гейма (A. Heim, 1878), проведенные в Альпах, в результате которых геологи заинтересовались широким распространением в горных породах разнообразных пластических деформаций. Вместе с тем было установлено, что при формировании складок слои, состоящие из различных горных пород, ведут себя неодинаково. Вскоре после этого в геологии сложилось представление, что главную роль в механизме складкообразования играют прослой более вязких (жестких) пород, которые деформируются путем продольного изгиба и играют роль скелета, определяющего характер складок. Такие прослой были названы компетентными, прослой из менее вязких пород — некомпетентными. Последние, как тогда считалось, на крыльях крупных складок расплющиваются между компетентными слоями и нагнетаются в места перегибов слоев, где образуют мелкие дополнительные складки (Willis, 1893).

С контракционной гипотезой были связаны попытки экспериментального воспроизведения складок и сопровождающих их разрывов, предпринятые Кэделем (Cadell, 1858), Фавром (Favre, 1878), Виллисом (1893) и некоторыми другими исследователями. В связи со скудностью сведений о механических свойствах горных пород и отсутствием достаточно развитых теорий пластичности, прочности и физического подобия, все эти опыты производились без учета надлежащих условий подобия. Большое значение в процессе образования складок придавалось продольному изгибу, который воспроизводился продольным сжатием пластин из различных как упругих, так и пластичных материалов: листового железа, цинка, свинца, пачек бумаги, а также из смеси гипса, воска, смолы и скипидара. Разрывы воспроизводились на призмах из стекла, гипса и парафина.

Способы приложения сил к деформировавшимся образцам во многих опытах сильно отличались от природных и обуславливались стремлением исследователей получить на моделях деформации, геометрически подобные природным, в то время как материалы моделей не удовлетворяли условиям подобия. Так, например, в опытах Добрэ сминавшиеся в складки металлические пластины ограничивали со всех сторон деревянными досками, а в опытах Виллиса образец деформировали под тяжелым слоем дроби, тогда как в природных условиях нагрузка сверху на воспроизводившиеся им складки отсутствовала.

Наиболее известные из работ, выполненных в конце XIX в. Добрэ и Виллисом, заключаются в следующем.

Добрэ (Daubree, 1879) дал сводное описание различных экспериментов, проведенных к тому времени в области геологии. Он рассмотрел эксперименты по формированию различных минералов, метаморфических, магматических и осадочных пород, по деформациям горных пород, образованию кливажа, трещин и складок. Кроме того, он затронул вопрос о применении экспериментов при решении вопросов, связанных с космическими явлениями.

В этой работе нас интересуют его опыты по моделированию складок, разрывов и кливажа. Складки Добрэ моделировал горизонтальным продольным сжатием тонких пластин, расположенных между двумя деревянными досками, находившимися выше и ниже пластины. Так он воспроизводил прямые складки синусоидальной формы, лежащие и даже ныряющие складки. Изгибавшиеся в складки пластины изготовляли из различных металлов (цинка, свинца, листового железа), воска и смесей из гипса, смолы и скипидара. Трещины, параллельные двум направлениям, Добрэ воспроизводил кручением пластинок из гипса и стекла. Для изучения трещин, возникающих при сжатии, он раздавливал прессом призмы и кубики из смеси гипса с добавкой смолы. Зеркала скольжения он воспроизводил на раздавливавшихся кусках мыла.

Виллис (Willis, 1893) опубликовал результаты своих опытов по моделированию складчатости Аппалач, которую он воспроизвел в соответствии с контракционной гипотезой путем сжатия слоистых образцов, закладывавшихся на дно специального ящика. Образцы деформировались под слоем дроби, мощностью более 30 см. Слои модели состояли из воска, гипса и скипидара, смешанных в различных пропорциях. Общая мощность образцов достигала 10–20 см.

В конце XIX в. в Германии большое количество экспериментов провел Э. Рейер (Reier, 1892—1894). Он считал, что контракционная гипотеза не может объяснить обычное для истории Земли сочетание складкообразования с одновременным раскрытием зияющих трещин в соседних зонах, где интенсивно проявляется эффузивный вулканизм. Вместо контракционной гипотезы он дал иное объяснение складчатости; он считал складчатость результатом скольжения (гравитационного оползания) слоистых толщ осадочных пород со склонов поднятий, порождаемых глубинными процессами. Спустя сорок лет эти идеи стали очень популярны и связывались с именами Хаармана и Беммелена, но в конце XIX в. не встретив поддержки, они остались незамеченными. Не получили известности и многочисленные весьма интересные эксперименты Рейера, проводившиеся им в соответствии с его общими представлениями о происхождении складчатости.

Рейер считал, что чем меньше геометрический масштаб модели, тем мягче должен быть материал модели и тем слабее должно быть сцепление между его частицами. Он изготовлял модели из влажной глины, смеси гипса с водой и клеем, из глины с гипсом и сахаром, из глины с прослоями желатина, из различных порошков. Складчатость гравитационного оползания он воспроизводил на образцах из весьма влажной кашеобразной глиняной массы, стекавшей по наклонным желобам.

В слоистых образцах, отдельные слои которых обладали различной вязкостью и прочностью. Рейер наблюдал расчленение относительно жестких пластов на отдельные блоки. В однородных образцах, деформировавшихся путем сдвига, создавал трещины, расположенные кулисообразно; моделировал горсты и грабены; воспроизводил радиальные и концентричные разрывы, осложнявшие куполообразные антиклинальные складки. Многочисленные эксперименты были посвящены им моделированию магматических интрузий и извержений вулканов.

Многое из того, что в своих экспериментах сделал Рейер, через двадцать — тридцать лет повторили и развили другие геологи. Несмотря на это, работы Рейера до сих пор незаслуженно остаются в тени и почти неизвестны.

В 1893 г. Беккер предложил гипотезу, объясняющую расположение разрывов, возникающих в сильно деформируемых телах, в дальнейшем широко распространившуюся среди геологов (Becker, 1893). До сих пор во многих работах ею пользуются для объяснения причин возникновения тектонических разрывов. Развивая свою гипотезу, Беккер опирался не на реальные механические свойства горных пород, а на предположенную им аналогию между свойствами горных пород и резины, в результате чего он пришел к представлению, будто поверхности разрывов, возникающих при деформациях горных пород, совпадают по направлению с поверхностями круговых сечений эллипсоида, являющегося графической характеристикой плоской деформации около рассматриваемой точки пространства («эллипсоид деформации»).

Усилия небольшого коллектива русских геологов в конце XIX в. были направлены на выявление основных черт геологии огромных пространств Русской равнины, Средней Азии, Сибири, Урала и Кавказа. Вопросы механизма образования складок и разрывов не могли разрешаться на базе таких региональных исследований. Обобщение данных региональной геологии позволило А. П. Карпинскому (1883, 1887, 1894, 1919 а, б) окончательно сформулировать длительно складывавшееся у русских геологов и чрезвычайно важное для геотектоники представление о повсеместно и постоянно проявляющихся медленных вертикальных колебательных движениях земной коры. А. П. Карпинский заложил основные представления о тектонике платформенных областей земной коры.

Второй этап — первые три десятилетия XX в.

В течение этого времени обобщение новых данных по геологическому строению многих территорий вызвало сомнения в правильности контракционной гипотезы. Поскольку достаточно удачных новых гипотез тогда не оказалось, геотектоника очутилась в состоянии серьезного кризиса. Среди новых наиболее распространенных гипотез были гипотезы горизонтального перемещения материков, которые обычно объединяются под названием гипотез эпейрофореза. Они были предложены Вегенером в 1924 г., Джоли в 1925 г., Штаубом в 1928 г. взамен контракционной. Складкообразование, согласно этим представлениям — результат горизонтального сжатия материковых участков земной коры. Несостоятельность гипотез эпейрофореза установлена теперь достаточно определенно (Белоусов, 1954 а, б).

Вопрос о механизме образования складок, являвшийся тогда основным, с точки зрения тектонофизики решался эпизодическими полевыми исследованиями и экспериментами на моделях. При постановке опытов исследователи продолжали исходить из представления о горизонтальном

направлении сил, порождающих складки и разрывы (Mead 1920; Torrey a. Fralich, 1926; Link, 1927, 1930 и 1931; Cloos, 1928, 1930 и 1931 a, b; Rinne, 1928, Riedel, 1929). В связи с поисками и разведкой нефтяных месторождений, приуроченных к складкам, которые считались следствием всплывания соли из-под тяжелых пород, Линк провел несколько опытов, не связанных с действием горизонтальных сил: складки создавались в результате вертикального давления, которое осуществлялось штампом, действующим снизу вверх на горизонтально лежащие слои.

При моделировании свойства материалов, с которыми проводился опыт, по-прежнему выбирали не на основании теории подобия, а либо исходя из неверного стремления как можно больше приблизить свойства модельного материала к свойствам горных пород (Линк), либо эмпирическим подбором таких материалов, на которых удавалось воспроизвести деформации, геометрически подобные природным (Клоос). Все эти опыты носили сугубо качественный характер.

Ниже приведены наиболее известные опыты того времени.

Мид в 1920 г. описал опыты по образованию складок и разрывов в слое воска, застывшего на резиновом листе, который деформировался различным образом: сжимался, растягивался или перекашивался. Мид получил системы складок и пересекающихся трещин, тянущихся в двух направлениях. Кроме того, при сдвиге были образованы трещины, расположившиеся кулисообразно.

В 1926 г. вышла статья Торрея и Фрэлиха, в которой описаны опыты, проведенные ими в связи с изучением происхождения соляных куполов. В этих опытах, поставленных в соответствии с контракционной гипотезой, деформировались слоистые модели, изготовленные из материалов, по возможности близких к природным горным породам, которые слагают моделировавшиеся купола. Слой из нефтяного масла в их опытах соответствовал залежи соли. Выше- и нижележащие слои делали из песка, уплотненного песка и песка, сцементированного гипсом и цементом. В специальном аппарате, сконструированном Торреем и Градеску, нижняя часть слоистой толщи подвергалась горизонтальному сжатию. Верхняя часть толщи деформировалась лишь вследствие изменения формы залегающих нижних слоев. Опыты вскрывали влияние пластических деформаций в нижних сжимавшихся слоях на образование разрывов в верхней части толщи, а также воспроизводили внедрение пластичного материала в покрывающие его пласты и швы разрывов. Над куполообразными внедрениями пластичного материала в песке были воспроизведены радиальные и концентричные разрывы. Результаты опытов использовались для доказательства правдоподобия интрузивной теории образования соляных куполов.

В это же время Линк (Link, 1927, 1930 и 1931) провел серию опытов по образованию разрывов, осложняющих антиклинальные складки. Он моделировал куполовидные складки, образующиеся благодаря действию вертикальных сил при росте соляных куполов (Link, 1930), а также складки, создаваемые боковым сжатием. На куполах он получил концентричные и радиальные разрывы. В процессе бокового сжатия слоистых образцов были воспроизведены складки, осложненные продольными надвигами, продольными поддвигами, а также поперечными и диагональными разрывами. Деформировавшиеся образцы состояли из чередования слоев различного состава мощностью от 0,1 до 10 см. Общая мощность образцов была около 20 см. Моделируя складки, развитые в Скалистых горах Северной Америки, Линк воспроизводил песок — песком, песчаники — песком, связанным влажным цементом, гипсы — влажным гипсом, петролатумом и парафином.

С 1928 г. ряд опытов на образцах, изготовленных из влажной глины, провел Клоос. Он снова воспроизвел кулисообразные ряды трещин, а также получил сколы и отрывы, возникающие при сжатии; наблюдал сбросы, осложняющие флексуры и создающие грабены (Cloos, 1930, 1931); наблюдал образование поперечных разрывов на складках, возникавших при боковом сжатии (Cloos, 1931). Большинство опытов он проводил на растягивавшемся или сжимавшемся слое резины. Изменяя пластичность глины, лежавшей на разных участках резинового листа, ему удалось воспроизвести структуру складчатой зоны.

В это же время в американской геологической литературе (Mead, 1920; Bucher, 1930, Лизс, 1935, и др.) выработались своеобразные принципы анализа деформаций и разрывов земной коры, которые не имели достаточного физико-математического обоснования и во многом не соответствовали представлениям, разработанным в механике. Эти принципы первоначально были заимствованы из механики, однако без должного понимания их существа, а затем сильно искажены и дополнены соображениями, зачастую не учитывавшими механических свойств горных пород. Сформировавшиеся таким образом представления в совокупности составляли набор довольно противоречивых и не увязанных между собой понятий и приемов интерпретации природных разрывов и складок. Достаточно полное, но некритическое изложение этих представлений можно найти в широко распространенной среди наших геологов книге А. В. Пэка (1939) и почти во всех книгах по геотектонике, вышедших за последнее время. В этих представлениях неверно, например, то, что наряду с напряжениями, большое значение придается «стрессам», хотя это слово в переводе также означает напряжение. Смысл, который вкладывается в понятие о стрессе, весьма противоречив и не соответствует ни одному из представлений механики. При рассмотрении связи напряжений с деформациями напряжения одинаково связываются как с весьма малыми упругими, так и с конечными пластическими деформациями, что, с точки зрения физики, грубая ошибка и поэтому приводит ко многим недоразумениям. Часто считается, что при постепенном повышении напряжений сперва развиваются только упругие, а затем — только пластические деформации. Связь между деформациями и разрывами рассматривается в свете явно неудовлетворительной гипотезы Беккера или эклектическим совмещением этой гипотезы с другими гипотезами прочности.

Таким образом, в геологии сложились и укоренились своеобразные неверные понятия о напряжениях, деформациях и разрушении, которые вошли почти во все учебники по структурной геологии и геотектонике.

Для развития тектонофизики большую роль сыграла разработка метода изучения пластических деформаций в горных породах при помощи поляризационного микроскопа и столика Е. С. Федорова. Этот метод, предложенный Зандером в 1911 г. и развитый им в дальнейшем (Sander, 1930, 1948—1950) и Шмидтом (Schmidt, 1925), был назван петротектоническим или микроструктурного анализа. Он основан на представлении о том, что различная ориентированность в расположении минералов в метаморфизованных горных породах возникает в результате пластических деформаций. Правильность данного исходного положения подтверждена экспериментально. Петротектонический метод получил в дальнейшем довольно широкое развитие, но был мало использован для решения практических задач. Многие зарубежные работы, посвящены в основном сложной методике наблюдений и далеки от практики. Большим недостатком современных петротектонических представлений является то, что в них используются выработанные американскими геологами неверные методы и приемы интерпретации деформаций и разрывов.

Наконец, в начале XX в. было начато имеющее большое значение для тектонофизики экспериментальное изучение механических свойств горных пород при высоких давлениях. Такие эксперименты производили сначала в связи с задачами строительного дела и разработкой теории прочности материалов Феппл в 1900 г. и Карман (Karman, 1911). Затем горные породы испытывали под высоким давлением Бриджмен (Bridgman, 1918, 1936) и Адамс (Adams, 1910, 1912, 1917), пытавшиеся решать таким путем некоторые геологические задачи. Главным результатом этих опытов было экспериментальное доказательство способности всех горных пород к большим пластическим деформациям в условиях высокого всестороннего давления. Опытным путем были также получены различные ориентировки слагающих породы минеральных зерен и установлена зависимость пределов прочности пород от всестороннего давления.

Третий этап, началом которого можно считать приблизительно тридцатые годы XX в., характеризуется прежде всего тем, что в развитии геотектоники большое значение приобрели исследования советских геологов.

В СССР, в связи с первой пятилеткой, с 1929 г., геологические исследования получили невиданный ранее размах. В результате этого достигнуты большие успехи в изучении геологического строения всей страны. Огромный новый фактический материал, а также и рассмотрение его с позиций диалектического материализма позволили нашей геотектонике избежать кризиса, в котором находилась зарубежная тектоника.

В это время уже высказывавшиеся ранее представления о доминирующей роли вертикальных сил в формировании структуры земной коры получили широкое распространение и стали развиваться такими крупными отечественными геологами, как А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, В. И. Попов, М. В. Муратов и др. Эти представления дали возможность объяснить главные особенности проявлений колебательных движений, которые не удавалось понять, рассматривая их с позиции контракционной гипотезы. Однако отказ от контракционной гипотезы означал утрату уже установившегося объяснения причин складкообразования.

В рамках новых геотектонических гипотез (Bemmelen, 1933; Willis B. a. Willis S., 1941; Белоусов, 1942, 1943) для объяснения складкообразования пришлось искать новых путей. Одним из них явилось использование высказанного еще в XIX в. Рейером (Reier, 1888), а затем возрожденного в 1930 г. Хаарманом предположения, что складки образуются в результате оползания горных пород с крупных поднятий земной коры. Эта гипотеза гравитационного оползания получила довольно широкое распространение.

Для объяснения образования куполовидных складок с ядрами из каменной соли или гипса — так называемых соляных куполов — широко использовалось предположение о гравитационном всплывании залегающих на глубине относительно менее плотных пород (соли, гипса) из-под более плотных верхних слоев (в 1910 и 1913 гг. Харборт, в 1925 и 1933 гг. Бартон, в 1930 г. Руженцев, 1945 г. Косыгин, в 1947 г. Богданов).

Наконец, третья возможность объяснить образование складок без привлечения контракционной гипотезы заключалась в создании представления о местном горизонтальном послойном течении масс, возникающем в результате вертикального раздавливания слоев на отдельных участках коры (Тетяев, 1934). Наиболее обоснованно развил последнюю точку зрения В. В. Белоусов (1947а, б; 1948а, б; 1954а, б).

Таким образом, в геотектонике полностью оформилось и приобрело большое значение представление о ведущей роли вертикальных сил в преобразовании структуры земной коры. Горизонтальные силы, под непосредственным действием которых образуются складки, считаются при этом следствием вертикальных сил.

Однако в геотектонике сохраняется и второе направление, продолжающее развивать идеи контракционной гипотезы. Существенное отличие относящихся к нему новых воззрений от старой контракционной гипотезы заключается в представлении о борьбе процессов сжатия и расширения вещества в недрах земного шара. Результатом установления временного преобладания то сжатия, то расширения предполагается периодическая пульсация объема подкорового вещества, происходящая на фоне общего его сокращения. Пульсационная гипотеза выдвинута в 1933 г. Бухером и развита М. А. Усовым (1936, 1940) и В. А. Обручевым (1940). Причиной складкообразования считаются при этом периодические общие сокращения объема подкоровой части Земли. Существенно также предположение о том, что сокращение объема происходит значительно глубже земной коры (гипотеза глубинной контракции П. Н. Кропоткина, 1948)

Новые варианты контракционной гипотезы не дают возможности понять основные закономерности медленных вертикальных колебательных движений земной коры и создают лишь видимость какого-то объяснения общих причин складкообразования. Этим воззрениям противоречат многие детали истории складкообразования: ограниченность участков одновременного роста складок, зарождение складчатости во внутренних частях геосинклиналей и последующая миграция складкообразования в сторону платформы.

Нельзя не отметить, что в течение последних десяти лет интерес к контракционной гипотезе снова оживился. Так, например, ее стали поддерживать Н. С. Шатский и В. Е. Хаин (1954а), придерживавшиеся раньше представления о ведущей роли вертикальных сил в развитии Земли.

Поскольку новые варианты контракционной гипотезы не отвечают на многие вопросы, а представления о возникновении складок под действием вертикальных сил пока не достаточно разработаны, вопрос о механизме складкообразования и его причинах оказывается нерешенным и представляет одну из центральных проблем геотектоники — проблему складчатости земной коры.

Важно подчеркнуть, что несмотря на неясность причины образования складок, в настоящее время достаточно достоверно установлены многие описываемые геотектоникой закономерности их строения, распространения в пространстве, а также истории возникновения.

После 1930 г. значительно развилось также тектонофизическое направление. Прежде всего нужно отметить расширение специальных полевых исследований. Описания складок и разрывов с попытками восстановить условия и причины их формирования приводят многие авторы в различных статьях и книгах, посвященных главным образом деталям структуры отдельных участков земной коры (П. С. Андреев, А. А. Белицкий, В. В. Белоусов, А. А. Богданов, Н. И. Бородаевский, В. В. Бронгулеев, Ф. И. Вольфсон, В. Н. Данилович, Т. М. Дембо, Е. Е. Захаров, А. В. Королев, Г. А. Иванов, И. В. Кириллова, Ю. А. Косыгин, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин, М. В. Муратов, В. А. Невский, А. М. Овчинников, Е. Н. Пермьяков, А. В. Пэк, Н. П. Семенов, А. А. Сорский, А. С. Храмушев и многие другие). Часть этих работ посвящена описанию деформаций земной коры в пределах участков месторождений и велась с целью выявления связи между телами полезных

ископаемых и различными мелкими элементами структуры. Другая часть работ проводилась для изучения механизма образования складчатых и разрывных нарушений. В ряде работ успешно был использован петротектонический метод (А. В. Пэк, Н. А. Елисеев, Л. И. Лукин и др.).

Большого внимания заслуживают тектонофизические исследования, проводившиеся с 1944 г. под руководством В. В. Белоусова сперва в лаборатории теоретической геотектоники, а с 1949 г. — в организованной им лаборатории тектонофизики Геофизического института АН СССР. Эти работы велись в свете общих представлений о ведущей роли вертикальных сил. На протяжении 1944—1950 гг. основные усилия коллектива лаборатории были направлены на освещение механизма складкообразования, который изучали на примерах мелких складок (с амплитудой от единиц до десятков метров), развитых в мезозойских и кайнозойских осадочных породах Кавказа (в 1949 г. Н. А. Розанова, И. В. Кириллова) и в метаморфических архейских породах Карелии (А. А. Сорский, 1952). В итоге этих исследований подтвердилось чрезвычайно широкое развитие следов пластического течения в горных породах и приведены новые доводы в пользу высказанных уже ранее М. М. Тетяевым (1934) и Белоусовым (1947, 1948) представлений о причинах складкообразования.

В обсуждаемых работах следует различать попытки найти ответы на два вопроса, связанных со складкообразованием: вопрос почему появляются складки касается причин возникновения и характера сил, непосредственно создающих складки. Вопрос как образуются складки посвящен самому процессу деформирования слоев.

При ответе на первый вопрос предполагается, что происходящие на отдельных участках земного шара расширение и всплывание глубинного материала порождают в земной коре вертикальные силы, направленные снизу вверх. Сопротивление всех слоев коры поднятию и деформации выгибания на участках действия этих сил создают встречные силы, направленные вниз. Поэтому в местах с наибольшей скоростью поднятия на некоторой глубине происходят вертикальное раздавливание слоев и выжимание их материала в горизонтальном направлении в стороны, где и образуются складки. Таким образом, силы, непосредственно создающие складки, считаются действующими в направлении, параллельном слоистости, и возникающими в результате перераспределения материала внутри слоев. Рассматривая перетекание материала вдоль слоев, необходимо различать участки выжимания и участки нагнетания.

Важной особенностью данной точки зрения является то, что горизонтальное сжатие сминающихся в складки слоев объясняется не сближением жестких платформ, раздавливающих всю пластичную геосинклинальную область целиком, а местными процессами, происходящими внутри геосинклинальных областей земной коры. Горизонтальные силы, создающие складки, рассматриваются не как причина вертикальных сил, а наоборот, как их следствие. При таком понимании складчатости легко объясняются многие особенности строения и истории развития складчатых зон.

Следует отметить, что в дальнейшем стало неясно, в какой мере обсуждаемые представления можно переносить на крупные складки, происхождение которых является главной загадкой. Возможность такого же объяснения образования крупных складок как и мелких, показал В. В. Белоусов (1949) на примере Восточных Альп. Однако в других районах, как, например, в Восточных Карпатах, Донбассе, Кавказе и некоторых частях Тянь-Шаня, образование крупных складок трудно объяснить подобной гипотезой, так как там не удается обнаружить соответствующие области выжимания. Кроме того, там же выясняется, что

в процессе складкообразования принимали участие не только глубокие, но и самые поверхностные слои, которые не могли испытывать вертикальное раздавливание.

Гипотеза гравитационного оползания горных пород с поднятий и гипотеза всплывания некоторых горных пород из-под более плотных вышележащих отложений, так же как и гипотеза вертикального раздавливания, выдвигают причиной складкообразования горизонтальное перераспределение материала внутри земной коры. Поэтому для сторонников направления признающего ведущую роль за вертикальными силами, основной вопрос, требующий дальнейшего изучения, заключается сейчас в том, чтобы выяснить, каким образом и почему происходит перераспределение материала в земной коре.

В связи со вторым вопросом — как образуются складки — в обсуждаемых работах было подчеркнуто, что главной деформацией при формировании мелких дополнительных складок оказывается не изгиб, а продольное расплющивание слоев, которое вызывает увеличение их толщины.

В итоге изучения отдельных мелких складок был сделан вывод о полной несостоятельности старого способа рассмотрения складок как результата изгибания слоев, при котором главное значение придавалось наиболее вязким пластам. Ведущая роль в складкообразовании была приписана наименее вязким слоям, и подчеркнуто было, что речь должна идти не об изгибе, а о перераспределении материала внутри отдельных слоев путем его перетекания, оттока из одних участков и скопления в других. В местах оттока толщина слоев уменьшается, а продольное растяжение более вязких прослоев приводит к возникновению в них будинажа¹. В местах нагнетания толщина всех слоев увеличивается, и результатом такого набухания являются складки.

Нужно отметить, что проведенные работы не достаточны для полного опровержения старых представлений, так как явления выжимания наиболее пластичных слоев из одних участков и нагнетания их в другие с образованием мелких дополнительных складок отражались и старыми представлениями. Выводы о механизме формирования мелких дополнительных складок рискованно распространять на все, в том числе и крупные, складки, механизм образования которых не изучался. Нужно также отметить, что явление изгиба, которое отрицалось в этих работах при анализе изменений мощности слоев, вводилось затем В. В. Белоусовым и И. В. Кирилловой на основании данных о кливаже, механизм появления которого и способы интерпретации пока еще не ясны. Возможность изгиба, как считает автор, неправильно связывалась только с упругими деформациями и считалась несовместимой с пластическими деформациями. В последних работах В. В. Белоусова (1954а) снова признается большое значение изгиба. На основании сказанного можно сделать вывод, что в вопросе о механизме формирования складок еще многое осталось неясным и требующим изучения.

Наряду со складками и разрывами внимание геологов привлекал будинаж, описанный как в сильно деформированных древних метаморфических породах (Wegmann, 1932; Corin, 1932; Н. Г. Судовиков, 1947, А. А. Сорский, 1950б, 1952, и др.), так и в более молодых разнообразных осадочных породах (Wegmann, 1932; Cloos, 1947, и др.). Большинство исследователей связывали будинаж с продольным растяжением слоев при одновременном сжатии их перпендикулярно слоистости. Конкретный механизм этого процесса представлялся разным авторам по-разно-

¹ Будинажем называется расчлененность слоев на отдельные обрывки, напоминающие по форме плиты или цилиндры.

му. Наиболее подробно, с использованием моделирования, будинаж рассмотрен В. В. Белоусовым (1949, 1952) и Рамбергом (Ramberg, 1955). Н. Г. Судовиков (1947) подчеркнул практическое значение будинажа как явления, способствующего образованию пегматитовых жил.

Большое значение имели проведенные Григгсом (Griggs, 1936, 1939, 1940) опыты по изучению механических свойств горных пород при высоких всесторонних давлениях в условиях длительного действия касательных напряжений. В результате этих опытов были получены первые достоверные сведения о вязкости горных пород и о влиянии продолжительности действия напряжений на прочность.

В СССР изучение механических свойств горных пород производили не геологи-тектонисты, а горные инженеры (Н. И. Гришкова, 1937; Г. Н. Кузнецов, 1947). Интересные эксперименты, характеризующие анизотропию упругости горных пород, провел геофизик А. Г. Тархов (1936). Отечественные геологи и физики всего лишь несколько лет назад занялись специальным изучением процессов деформирования и разрушения горных пород, а также исследованием их механических свойств при высоком всестороннем давлении (Косыгин, Лучицкий, Розанов, 1949; Розанов, Косыгин, Лучицкий, 1950). Развитию этих исследований способствовала постановка работ данного профиля в лаборатории испытания строительных материалов Института геологических наук АН СССР (Б. В. Залесский) и создание лаборатории высоких давлений в Геофизическом институте АН СССР (М. П. Волярович).

В течение последних лет важные экспериментальные данные об изменениях упругих характеристик горных пород в зависимости от величины действующих напряжений получили Д. Б. Балашов (1955), М. П. Волярович и др. (1956) и Ю. В. Ризниченко, О. И. Силаева (1955).

В начале рассматриваемого этапа геологи-экспериментаторы (Link, 1929; Griggs, 1930) выступили с критикой приемов анализа разрывов, принятых в геотектонике и основанных на гипотезе Беккера. Несмотря на проведенную горячую дискуссию, большинство геологов и после этого продолжали пользоваться старыми представлениями.

Гипотезу Г. Беккера критиковали затем Ли Сы-гуан (Lee, 1948), А. А. Белицкий (1949) и другие исследователи, указывавшие на ее несоответствие результатам экспериментов. Новые, более правильные представления, основанные на других гипотезах прочности, мало использовались в геотектонике. Так, например, гипотезой Кулона (максимальных касательных напряжений) А. А. Белицкий стал пользоваться лишь в 1949 г., а В. В. Белоусов — в 1952 г. Более совершенная гипотеза Навье нашла отражение всего лишь в работах В. С. Румянцева (1928), Андерсона (Anderson, 1942) и Вильсона (Wilson, 1948).

В 1942 г. Гогель обратил внимание геологов на гипотезу Мора, которую в русской литературе уже в 1939 г. упоминал А. В. Пэк (1939). Остальные гипотезы прочности геологи не использовали.

Принципиальное значение имели предпринятые Губбертом (Hubbert, 1937), Б. А. Шнеерсоном (1947) и Е. Н. Люстихом (1949а) попытки разработать условия подобия природных тектонических явлений и лабораторных моделей. Исследователи показали, что для достижения подобия пластических деформаций необходимо, чтобы большое изменение геометрических размеров моделей, по сравнению с природными объектами, и сокращение длительности процесса были компенсированы в моделях весьма значительным снижением вязкости материала, по сравнению с горными породами; какое условие подобия необходимо соблюдать при моделировании разрывов, в этих работах не указывалось. Б. А. Шнеерсон изложил общие критерии механического подобия, нося-

щие название критериев Фруда, Рейнольдса и Коши, и подчеркнул, что выполнить все эти условия в одном опыте, воспроизводящем сложные геологические явления, невозможно. Е. Н. Люстих привел математические критерии подобия, перечислил ряд трудностей, которые возникают при тектоническом моделировании, и указал возможные пути преодоления их. В названных работах вопрос подбора материала для создания моделей не разработан. Следует отметить, что первые попытки теоретического рассмотрения условий подобия были предприняты значительно раньше Г. Кенигсбергером и О. Моратом (Königsberger, Morath, 1913).

За рубежом в тридцатых и сороковых годах моделирование велось эпизодически, причем в весьма небольшом объеме.

Неттлетон (Nettleton, 1934) моделировал формирование соляных куполов в свете гипотезы гравитационного всплывания при помощи парафина, игравшего роль соли, и ртути, заменявшей покрывающие соль песчано-глинистые породы. В других его опытах роль соли играла обычная или тяжелая нефть, покрытая слоем густого сиропа, изображавшего породы, залегающие поверх соли.

В 1943 г. моделирование соляных куполов Неттлетон продолжил на образцах нефтей и сиропов, вязкость которых он подбирал с учетом требований теории подобия, изложенных Губбертом (Hubbert, 1937). Однако для воспроизведения прослоев известняков среди пород, покрывающих соль, Неттлетон пользовался жесткой сталью или мягкой резиной, которые никак не отвечают требованиям теории подобия. Условий образования разрывов, столь характерных для соляных куполов, он не соблюдал.

Интересно, что автор статьи о принципах подобия при тектоническом моделировании Губберт (Hubbert, 1951) описал опыты по воспроизведению складок и связанных с ними надвигов, которые он провел с позиций контракционной гипотезы и не на пластичном материале, как того требует теория подобия, а на сухом песке.

Наиболее последовательно условия подобия для вязкости модели выдерживались в опытах Добрина (Dobrin, 1941), которые в общем были похожи на эксперименты Неттлетона. Моделируя складки гравитационного всплывания, Добрин использовал тяжелую нефть вместо каменной соли и сироп вместо надсолевого комплекса пород. В результате было выявлено, что скорость роста складки сперва повышается, но, дойдя до определенного предела, остается постоянной. Изменяя вязкость нефти и сиропа, удалось показать, что установившаяся скорость роста складки определяется, главным образом, вязкостью верхнего комплекса (сиропа).

В советских тектонофизических исследованиях моделирование тектонических явлений играло большую роль. Систематическое моделирование начал В. В. Белоусов в 1944 г. Характерная особенность его опытов состояла в том, что их проводили в соответствии с представлениями о ведущей роли в развитии земной коры вертикальных сил.

Материалы моделей в опытах, посвященных изучению складок, выбирали в соответствии с общими требованиями теории подобия. Однако при моделировании разрывов условий подобия не учитывали, так как они не были известны, и материалы приходилось подбирать эмпирически, стремясь добиться сходства в морфологии и истории образования разрывов на моделях и в природе. Материалами, игравшими в моделях роль горных пород, служили парафин, воск, петролатум, пушечная смазка, вазелин. Опыты воспроизводили крупные структурные формы — антиклинали и системы складок, создаваемые и горизонтальными и, главным образом, вертикальными силами. Моделировали разрывы, осложняющие складки и сопровождающие тектоническое

разлинзование отдельных слоев. И. В. Кириллова на воске воспроизводила кливаж. При таком моделировании удавалось получать лишь чисто качественные результаты, которые, несмотря на это, нередко представляли значительный интерес. Так, например, было доказано, что при образовании поднятия слоев в результате действия вертикальных сил на некоторой глубине могут происходить выжимание наиболее пластичного материала из осевой части поднятия и нагнетание его в сторону крыльев. Эти опыты показали, что представления В. В. Белоусова о причинах возникновения складок, с точки зрения механики, правдоподобны. Интересны опыты В. В. Белоусова и Е. И. Чертковой по воспроизведению будинажа, подтвердившие правильность гипотезы В. В. Белоусова (1952) о механизме образования будинажа.

А. А. Белицкий (1949) опубликовал результаты опытов по образованию трещин и кливажа в призмах из парафина. Е. Н. Пермяков (1949) в связи с изучением трещиноватости Русской платформы воспроизводил формирование трещин на брахиантиклиналях. Модели он изготовлял из гипса. Граничные условия в этих опытах не соблюдались, так как деформировавшийся гипс заключали между резиновыми листами, тогда как в природе верхняя поверхность деформировавшихся пород была свободна.

Необходимо отметить, что в это же время тектонофизические исследования с использованием моделирования были успешно начаты в Китае Ли Сы-гуаном (Li, 1945–1955), Чжан Вэнь-ю (Chang, 1944, 1946, 1948a, b) и др.

В опытах китайские геологи главное внимание уделяли закономерностям расположения трещин в пространстве при различных способах деформирования образцов. Испытанию подвергались кубики, цилиндры и слои из влажной глины, которые сжимали одноосно и двuosно, сдвигали, изгибали, скручивали. В опытах со слоями их клали на стекло, резину или тонкий материал (газ). Деформация создавалась перемещавшимися досками либо перекосом шарнирной рамы, на которой были натянуты резина или газ. В меньшем количестве ставили опыты, воспроизводившие образование куполов, складок, возникающих при деформации сдвига и линейных складок, порождаемых сжатием вдоль слоистости. Основное внимание при этом уделялось закономерностям расположения трещин, осложняющих складки.

В результате опытов, а также сопоставления экспериментов с природными данными о тектонической трещиноватости, авторы пришли к двум общим выводам.

1. Угол между трещинами двух направлений скальвания независим от величины пластической деформации, которую испытывал материал до начала образования трещин. Трещины скальвания закономерно следуют двум направлениям, пересекающимся под косым углом. Биссектриса острого угла между трещинами совпадает с направлением наибольшего сжатия.

Данный вывод равносильен полному опровержению гипотезы Беккера. К сожалению, китайские геологи не выступили с развернутой критикой этой гипотезы и ограничились тем, что перестали ею пользоваться.

2. При постоянно действующих одних и тех же силах в процессе деформирования образцов, или участков земной коры, можно выделять ряд стадий.

Сперва при пластической деформации возникают поверхности скольжения (линии Людерса¹). Затем вдоль этих поверхностей образуются трещины скальвания. Наконец, объединяя различные трещины скальвания, формируются крупные тектонические разрывы. Это все — элементы первого порядка.

¹ В нашей литературе их называют линиями Чернова — Людерса.

Затем начинается изгиб слоев в складки, при котором изменяется распределение напряжений в материале, вследствие чего появляются новые поверхности скольжения, новые трещины и новые крупные разрывы, приспособляющиеся ко всем ранее возникшим направлениям трещиноватости. Это — элементы второго порядка.

Вследствие складкообразования изменяется наклон и слоев, и ранних трещин, поэтому появляются пологие разрывы. После продольных разрывов складки рассекаются поперечными разрывами. Это — элементы третьего порядка.

Изложенная идея упорядоченности деформаций и разрывов, возникающей вследствие изменения первоначального распределения напряжений в процессе непрерывного деформирования, была разработана Ли Сы-гуаном и Чжан Вэнь-ю. Китайские геологи придают ей большое значение.

Следует отметить, что через несколько лет, не зная еще работ Ли Сы-гуана и Чжан Вэнь-ю, мы провели ряд сходных экспериментов и пришли к заключениям, в значительной степени подтверждающим возражения против гипотезы Беккера и мысль об изменениях распределения напряжений в процессе деформирования.

Говоря о том, что было сделано нового в тектонофизическом направлении в течение рассматриваемого этапа, необходимо отметить принципиальную важность попыток математического решения вопросов, связанных с механизмом складкообразования и формирования разрывов. Эти попытки были начаты Л. С. Лейбензоном (1939), определившим динамическо-температурные условия образования складчатости на поверхности земного шара при его охлаждении. Б. А. Шнеерсон (1948, 1953) рассмотрел процесс формирования складок гравитационного всплывания; Уолэйс (Wallace, 1951) и Хефнер (Hafner, 1951) теоретически определили траектории максимальных касательных напряжений, сопровождающих рост складок в земной коре под действием вертикальных и горизонтальных сил.

В 1940 г. для координации исследований тектонофизического характера Американский геофизический союз создал секцию тектонофизики. Однако ее деятельность не оказала заметного воздействия на развитие тектонофизики.

Наиболее крупная из тектонофизических работ, выпущенных в капиталистическом мире Гогелем (Goguel, 1948), не содержит нового решения принципиальных вопросов. Эта книга так же, как и упоминавшаяся теоретическая работа Хефнера (1951) не связана с деятельностью секции тектонофизики.

В конце сороковых годов значительно повысился интерес к тектоническим разрывам. Это вызвано отставанием данного раздела тектонофизики от представлений о складкообразовании и широким развитием в СССР работ по прогнозу землетрясений. Изучение закономерностей формирования разрывов стало не менее важным, чем изучение складкообразования, и усиленно развивается с 1950 г. Результаты, полученные к 1952 г., были опубликованы В. В. Белоусовым (1952, 1954а, б), более поздние исследования освещены в статьях М. В. Гзовского (1953, 1954а, б; 1956б, в).

За последнее десятилетие выяснилось, что при существующем уровне физических основ тектонофизики успешное разрешение главных ее вопросов не может быть достигнуто. Многим стало ясно, что старые представления о деформациях и разрывах и о методах их интерпретации в ряде случаев препятствуют развитию тектонофизики и должны быть оставлены. Вместо них следует использовать обычные, принятые в физике и

успешно используемые в технике представления. Однако далеко не все из этих представлений можно непосредственно использовать в тектонофизике. Ряд упрощений, допустимых в технике, нельзя сохранять при рассмотрении тектонических процессов. Так, например, нас не может удовлетворить ни одна из используемых в технике гипотез прочности, поскольку в них не учитывается роль времени. Стала очевидной необходимость значительного улучшения тектонического моделирования. Поэтому лаборатория тектонофизики Геофизического института АН СССР в 1950 г. начала исследования по рассмотрению основных вопросов тектонофизики.

Следует отметить, что в большинстве опубликованных исследований по тектонофизике рассматривались не все стороны процесса деформирования земной коры, а лишь некоторые их результаты — мелкие или крупные складки, будинаж, разрывы, одни мелкие, или одни крупные структурные формы. Соотношения между всеми этими явлениями и длительным общим развитием геологического строения крупных территорий обычно освещены очень мало. Рассматривая многие работы, приходится констатировать эпизодичность и известную случайность в выборе объектов для изучения. Приводя интересные фактические данные и уделяя внимание второстепенным деталям, авторы не рассматривали основных принципиальных вопросов. Это являлось следствием того, что большинство исследователей не занималось тектонофизикой систематически и поэтому не могло ставить и решать крупные принципиальные вопросы теоретического и методического характера.

Таково было состояние тектонофизического направления в 1950 г., когда автор начал настоящую работу в руководимой В. В. Белоусовым лаборатории тектонофизики Геофизического института АН СССР. К этому времени уже многое было сделано, но еще больше осталось неясностей, касавшихся ряда принципиальных положений, включая даже общее направление работы. Каждое представление требовало проверки. Нужно было отделить правильные понятия от неправильных. Взамен отбрасываемых неправильных представлений следовало выбирать и разрабатывать новые, более удачные. Надо было определить, что необходимо делать для дальнейшего развития тектонофизики, какие вопросы первоочередные.

Таким образом, стремясь к решению конкретных тектонофизических вопросов, связанных с Байджансайским районом, мы должны были одновременно заняться и общими принципиальными вопросами тектонофизики. В этих условиях мы считали наиболее правильным путь решения общих вопросов на конкретном частном примере геологически детально изученного района. Сочетание конкретности объектов с общностью постановки задач и историческим рассмотрением всего комплекса тектонических явлений, казалось нам залогом успеха. Опорным объектом был выбран Байджансайский антиклинорий.

В течение 1950—1955 гг. мы пытались разобраться главным образом в вопросах, связанных с тектоническими разрывами, которые рассматривали в их связи со складкообразованием и колебательными движениями. В процессе этого исследования мы вырабатывали определенные суждения по ряду принципиальных положений.

Перечислим главные общие принципиальные вопросы, к решению которых мы стремились.

1. Обзор основных этапов развития, оценка современного состояния тектонофизического направления и определение его ближайших задач.

2. Пересмотр представлений о механических свойствах горных пород; выбор наиболее подходящих для тектонофизики представлений о физических причинах и механизме разрушения горных пород.

3. Пересмотр условий подобия при тектоническом моделировании и определение условий подобия процессов образования разрывов.

4. Развитие методов моделирования тектонических процессов, в частности, изыскание метода изучения напряжений в моделях.

5. Изучение механизма складкообразования для выявления закономерностей, определяющих место возникновения, величину, количество и форму складок; попытка решения вопроса о возможности формирования складок в результате продольного изгиба.

6. Выявление главных механизмов формирования крупных тектонических разрывов для объяснения неравномерности их оруденения и для поисков предвестников землетрясений.

7. Поиски методов прогноза тектонических разрывов, т. е. таких методов, которые давали бы возможность предвидеть закономерности распределения разрывов в пространстве и высказывать суждения о наиболее вероятной последовательности их развития во времени.

Пытаясь применять и развивать моделирование, мы рассматривали его несколько иначе от предыдущих исследователей. В прошлом моделирование велось главным образом для того, чтобы подтвердить уже сложившиеся у исследователя представления. Моделирование в значительной мере носило иллюстративный характер.

Мы считали необходимым рассматривать моделирование как метод решения задач, недоступных обычным геологическим методам. Не иллюстрацию уже существующих представлений, а получение дополнительных фактических данных и разработку новых представлений мы считаем основной задачей моделирования. Поэтому при опытах, с нашей точки зрения, самое важное не воспроизведение структурных элементов земной коры, а выявление влияния различных факторов на процесс их формирования.

В то время, когда проводились исследования, направленные на пересмотр и укрепление физической обоснованности методов и представлений тектонофизики, продолжали публиковаться работы различных авторов, которые придерживались установившихся ранее представлений. В некоторых работах выдвигались оторванные от физики и слабо обоснованные понятия и методы. Примером неудачных новых предложений может служить методика изучения структуры рудных полей А. Ж. Машанова (1952). Этот автор неверно утверждал, что земная кора сперва расщепляется трещинами на глыбы кубической формы, а затем пластически деформируется. Основываясь на этом ошибочном допущении, он предлагал, сопоставляя расстояния между различно ориентированными в пространстве парами параллельных трещин и измеряя углы между трещинами, определять относительные удлинения и углы скашивания, якобы созданные при пластическом деформировании пород.

Ряд слабых мест можно найти в книге В. Н. Даниловича «Основы теории деформации геологических тел» (1953). В ней сохранены все положения американской теории. Автор ее продолжает пользоваться понятием о стрессе и защищать явно неудовлетворительную и многократно критикованную гипотезу Беккера. В. Н. Данилович рассматривает механизм образования складки, вводя многие произвольные предположения, изложенные в форме достоверных сведений. Развивая свою теорию, он не привлек каких-либо природных или лабораторных фактов. В книге нет конкретных геологических примеров, нет ни одного результата опыта, не приведено никаких количественных данных, нет ни одного уравнения. По нашему мнению, эта книга пример неудачной

тектонофизической работы. К сожалению, подобные недостатки встречались и у некоторых других авторов. Существование этих недостатков объясняет причину появления весьма резкой критики Г. И. Гуревича (1954а), направленной против всего, что было сделано и делалось тогда по тектонофизике. Приходится высказать сожаление, что, увлекшись критикой отдельных недостатков, Г. И. Гуревич пришел к явно неверным выводам о порочности вообще всех тектонофизических работ и якобы катастрофическом современном состоянии тектонофизики.

Важно отметить, что в течение самых последних лет тектонофизические исследования значительно активизировались не только в СССР, но и в других странах. Новые интересные вопросы были поставлены с привлечением моделирования в книге Ли-Сы-гуана «Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая» (Li Szu-kuang, 1955). В результате специальных полевых исследований в Богемском массиве геолог Мирослав Машка (Maška, 1954) в Чехословакии получил ряд существенных выводов о зависимости морфологии складок от литологического состава и слоистости метаморфических пород. В американских журналах напечатаны статьи о тектонических разрывах (Cloos, 1955), будинаже (Ramberg, 1955) и механизме формирования соляных куполов (Parker a. Mc-Dowell, 1955), в которых широко использован метод моделирования. В немецком журнале «Geologische Rundschau» за 1955 г. опубликовано много статей о результатах полевого изучения различных природных деформаций земной коры.

В Советском Союзе на протяжении последних лет были достигнуты определенные результаты¹, которые нашли свое отражение в ряде статей и в сообщениях на первом всесоюзном тектонофизическом совещании, состоявшемся в январе 1957 г. (Гзовский, 1957а, б, в).

В результате наблюдений в Западных Альпах, Китае и на Кавказе и обобщения материалов по этим территориям, В. В. Белоусов пришел к выводу о большом значении глыбовой тектоники. Он предложил выделять три основных типа складчатости по кинематическим признакам: глыбовую, нагнетания и общего смятия. Складчатость разных типов рассматривается им как реакция пластичной слоистой толщи осадочных горных пород на вертикальные перемещения отдельных участков земной коры, имеющих форму глыб, ограниченных разрывами (Белоусов, 1956а, б). Сходные заключения были сделаны исследователями и по другим районам (Пейве — 1945, 1957а, б; Бронгулеев — 1956 и др).

Многие исследователи пришли к выводу о длительности процесса образования деформационной структуры рудных полей. В этом процессе выделяются ряд этапов и стадий, среди которых оруденение занимает определенное место. Поэтому изучение истории деформирования рудных полей считается необходимым для научного обоснования методов разведки рудных месторождений (Крейтер — 1956а; Вольфсон — 1947а, б, 1948, 1953, 1954, 1955а, б; Ажгирей — 1956; Бородаевский, Кушнарев, Лукин, Вировлянский и др.²).

Вместо гипотезы Беккера предложено новое комплексное представление о физических условиях возникновения разрывов, объединяющее несколько гипотез прочности и учитывающее известные в настоящее время результаты испытаний горных пород. Выделен ряд механизмов формирования крупных сложно построенных тектонических разрывов. Разработано

¹ См. «Сообщение о научных работах по сейсмологии и физике недр Земли» (1957).

² См. отчет о первом всесоюзном тектонофизическом совещании (Гзовский, 1957а).

представление о тектонических полях напряжений и начато их изучение в поле и на моделях. Разработано тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. Сформулированы предполагаемые физические условия возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Пересмотрены и дополнительно развиты теоретические основы и метод моделирования деформаций и разрывов в земной коре. Впервые привлечен для решения тектонических задач и дополнительно развит оптический метод изучения напряженного состояния чисто упругих моделей. В результате совместной работы геологов, физиков и физико-химиков разработан оптический метод изучения напряжений в пластически деформируемых моделях (М. В. Гзовский, 1953, 1954 а, б, в, г, 1956а, б, 1957а, б, в, 1958; Д. Н. Осокина, 1955, Д. Н. Осокина, В. П. Павлов, Г. В. Виноградов¹).

Продолжает развиваться изучение механических, в особенности упругих, свойств горных пород, исследуются соотношения между этими свойствами и литологическими особенностями горных пород (Воларович и Пархоменко — 1956; Балашов — 1955: Залесский, Розанов, Беликов¹). Расширяется полевое изучение кливажа (Михайлов - 1956, Я. Н. Белевцев, Г. В. Тохтуев ¹).

* * *

В заключение обзора подчеркнем основные особенности выделенных выше главных этапов развития тектонофизического направления.

В течение первого этапа общей теоретической основой была контракционная гипотеза; полевыми исследованиями было выявлено широкое развитие пластических деформаций горных пород; в механизме складкообразования основное значение придавалось продольному изгибу; моделирование велось без учета условий подобия (вторая половина XIX в. и первые годы XX в.)

В течение второго этапа общая теоретическая основа осталась прежней, представления о механизме складкообразования не изменились и моделирование продолжало производиться без учета условий подобия. Новыми и прогрессивными были начало изучения механических свойств горных пород и разработка петротектонического метода изучения испытанных ими пластических деформаций. Отрицательным оказалось неправильное рассмотрение американскими исследователями процессов деформаций и разрывов, возникающих в горных породах (первые три десятилетия XX в.).

В течение третьего этапа (после 1930 г.) возникло советское тектонофизическое направление, которое преимущественно основывается на представлении о ведущей роли вертикальных сил в развитии земной коры. В процессе складкообразования основное значение придается глыбовой тектонике и перераспределению горных пород в земной коре. В американских и советских работах был рассмотрен вопрос об условиях подобия при тектоническом моделировании. В СССР начато изучение напряженного состояния моделей оптическим методом. Начаты теоретические исследования, посвященные механизму формирования складок и закономерностей распределения напряжений в земной коре. В отечественной тектонофизике большое значение стали придавать изучению истории формирования структуры рудных полей, выяснению закономерностей образования тектонических разрывов и был поставлен вопрос о тектонофизическом обосновании геологических критериев сейсмичности. Тектонофизические исследования стали проводиться во многих странах.

¹ См. сноску 2 на стр. 27.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ БЛИЖАЙШИЕ ЗАДАЧИ

Основываясь на указанной выше общей задаче тектонофизики и на оценке основных этапов развития и современного состояния этой науки, следует попытаться в общих чертах наметить главные направления тектонофизических исследований и попробовать сформулировать их ближайшие частные задачи. Важным при этом будет не столько то, что уже сделано, сколько то, что необходимо сделать в ближайшее время.

Главными направлениями тектонофизических исследований, по-видимому, должны быть следующие:

- развитие физических основ тектонофизики;
- изучение механизма формирования складок;
- изучение механизма формирования тектонических разрывов;
- изучение механизма образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов земной коры.

Развитие физических основ тектонофизики. К исследованиям, посвященным физическим основам тектонофизики, следует отнести изучение тех механических свойств горных пород, которые оказывают существенное влияние на характер тектонических процессов. Необходимо значительно полнее, чем это было сделано, исследовать упругие и пластические свойства горных пород, в полном соответствии с последними представлениями физико-химической механики (реологии). Важно обратить особое внимание на роль длительности геологических явлений, обуславливающей широкое развитие конечных пластических деформаций горных пород при малых напряжениях (ползучесть). Поэтому для тектонофизики большое значение имеют работы по физико-химической механике П.А.Ребиндера (1951), М.П.Воларовича (1954), Н.В.Михайлова (1955) и др.

Большое значение имеет изучение прочности горных пород и ее еще почти не исследованных зависимостей от длительности действия напряжений, вида напряженного состояния и способа разрушения.

Господствовавшая в геологической литературе гипотеза Беккера должна быть отброшена. Нельзя принять и схему разрушения, предложенную А. А. Белицким (1949, 1952). Этот автор ошибочно считал, что наибольшие касательные напряжения одновременно действуют в направлении шести плоскостей, которые совпадают с диагональными плоскостями кубика, мысленно выделяемого около каждой точки породы, находя-

щейся в трехосном напряженном состоянии. На самом деле наибольшие касательные напряжения действуют лишь на двух из шести плоскостей. Остальные четыре плоскости неблагоприятны для разрушения. Далее он допускает неточность, принимая, что в горных породах трещины скалывания всегда возникают вдоль поверхностей, на которых действуют наибольшие касательные напряжения. В итоге оказалась неверной вся схема одновременного возникновения в каждой точке шести различно ориентированных трещин скалывания, совпадающих с направлениями диагональных плоскостей некоторого куба.

Известные сейчас закономерности механического разрушения горных пород можно объяснить (М. В. Гзовский — 1956), совместно используя гипотезу прочности Мора; представления Н. Н. Давиденкова (1936) о двух типах разрушения и соответствующих им двух прочностях материалов; развитое Я. Б. Фридманом (1943) и Г. В. Ужиком (1950) представление о зависимости типа разрушения от вида напряженного состояния материала и экспериментальные данные о зависимости прочности горных пород от длительности действия напряжений, полученные Григгсом (Griggs, 1936, 1940 а, в), Филипсом (Phillips, 1948). Большое значение для выяснения влияния времени на прочность имеют работы С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953) и Г. М. Бартенева (1955).

Специальные исследования нужно посвятить улучшению метода моделирования тектонических явлений, учитывая, что этот метод имеет исключительно важное значение в тектонофизике. Только при его помощи можно наблюдать развитие во времени процессов, подобных тектоническим, получать многократное повторение аналогичных явлений и рассматривать любую часть изучаемого структурного элемента коры.

Важно подчеркнуть, что несмотря на упоминавшиеся статьи по теории подобия при тектоническом моделировании, опыты фактически ставились с весьма слабым учетом требований теории, и все исследователи, ведущие опыты, до последнего времени считали, что теории моделирования пока еще нет (см., например, Белоусов, 1952). Последнее заключение обычно основывается на том, что критерии подобия включают далеко не все механические свойства пород, существенно важные для процесса деформирования (нет прочности), и вместе с тем характеристики свойств, включенные в критерии в качестве констант, на самом деле не есть константы, а изменяют свою величину в зависимости от ряда факторов, в том числе и времени. Не зная требований теории подобия, экспериментаторы по интуиции, т. е. почти произвольно, выбирали для модели материалы с самыми разнообразными физическими свойствами. Связь между размерами модели и свойствами материала не учитывалась.

Проводя опыты по образованию складок в среднем в масштабе 1 : 100000, различные исследователи моделировали горные породы материалами с самыми разнообразными механическими свойствами; использовали для этого сталь, железо, резину, гипс, песок, связанный цементом, парафин, воск, петролатум, пушечную смазку, вазелин, влажную глину, ртуть, нефть, сироп и сухой песок. Опыты проводили с произвольной скоростью, не изучая и не учитывая механических свойств материалов, применяемых при моделировании.

Слабость теории подобия оказалась основным препятствием для развития моделирования и мешала широкому использованию в геотектонике этого весьма важного метода.

В настоящее время задача развития теории тектонического моделирования значительно облегчилась тем, что окончательно оформилась общая теория физического моделирования, разработанная нашими учеными (Кирпичев, 1953; Кирпичев и Гухман, 1931; Эйгенсон, 1952).

Развитие теории подобия заключается главным образом в ее конкретизации, основанной, во-первых, на четких математических формулировках главных закономерностей интересующих нас процессов образования разрывов и деформирования горных пород, и, во-вторых, на увеличении точности наших представлений об истории и условиях формирования структурных форм в земной коре (глубина, скорость, продолжительность и т. д.)

В обоих направлениях сейчас можно несколько продвинуться вперед. По мере выяснения механических свойств горных пород, а также углубления наших представлений о процессе деформирования и разрушения горных пород и эквивалентных материалов, нужно уточнять условия подобия, которые необходимо соблюдать при моделировании не только пластических деформаций, но и разрывов.

Дальнейшее развитие общих условий подобия при тектоническом моделировании зависит главным образом от углубления наших знаний о механических свойствах горных пород, так как до сих пор мы еще недостаточно ясно представляем себе количественные характеристики тех свойств горных пород, которые входят в условия подобия.

Для широкого применения моделирования тектонических явлений, кроме уточнения общих и установления специальных условий подобия, необходимо провести большую важную работу по созданию рецептуры материалов, эквивалентных горным породам, по усовершенствованию технологии изготовления моделей и по развитию методики наблюдений над напряжениями, деформациями и разрывами в моделях.

Весьма перспективным автор считает использование в тектонофизике оптического метода изучения напряжений в моделях. Важнейшая задача в этой области — переход от производящегося до сих пор качественного моделирования к количественному и создание оптически активных материалов, удовлетворяющих условиям подобия прочностей.

Для укрепления физических основ тектонофизики требуется также внести ясность в оценки различных представлений и методов и принять рациональную и строгую терминологию. Нужно избавляться от путаницы, противоречий, неточных и неверных представлений.

Изучение механизма формирования складок. Изучение складок, развитых в земной коре, и решение, проблемы складкообразования требуют проведения различных исследований, тесно связанных одно с другим.

Одни исследования, достаточно давно проводимые в геотектонике, заключаются в выявлении, описании и классификации морфологических типов складок и в изучении закономерностей их распространения в пространстве и последовательности возникновения во времени, а также в связи с развитием других тектонических явлений. При проведении работ этого характера устанавливается когда, и где и какие возникают складки.

Тектонофизическое исследование складок заключается в выяснении механизма формирования отдельных складок и их генетически связанных групп. Работы этого типа должны выяснять как образуются складки и как приложены порождающие их силы.

Обобщением результатов исследований двух указанных типов, с учетом всего комплекса данных геотектоники и геофизики предполагается получить сведения о характере сил, порождающих складки, и о причине возникновения этих сил. Идя таким путем, можно будет решить проблему складкообразования и выявить важные особенности глубинных подкоровых процессов развития Земли.

Механизм образования складок в самых общих чертах отражен в геологической литературе несколькими схемами. По всей вероятности, боль-

шая их часть в основном правильно характеризует различные способы образования складок; однако относительное значение и условия, необходимые для появления каждого из этих механизмов, основные их особенности и влияние на них различных факторов изучены пока чрезвычайно слабо.

Первая задача в настоящее время — это изучение многочисленных природных складок для выявления всех механизмов их формирования и установления относительного значения и условий проявления каждого механизма.

Большой интерес представляет выяснение роли изгиба слоев под действием сил, направленных параллельно слоистости. Этот механизм, который можно назвать продольным изгибом, считался основным при образовании крупных складок. Одно время его значение ставилось под сомнение (Белоусов, 1947а, б; Кириллова, 1949; Сорский, 1952). Основываясь на литературных материалах и личных наблюдениях, которые описываются ниже, автор считает, что продольный изгиб наблюдается при формировании как крупных, так и мелких складок, и поэтому его следует подробно изучить (Гзовский, 1954а).

Вполне достоверно установлено значение изгибания почти горизонтально залегающих слоев под действием вертикальных сил, которое удобно называть поперечным изгибом. Несмотря на чрезвычайно широкое распространение складок поперечного изгиба, закономерности развития деформаций и распределение напряжений, связанных с этим механизмом, освещены еще очень слабо (Гзовский, 1954а-в). Поэтому изучению складок поперечного изгиба надо уделять больше внимания.

Недавно В. В. Белоусов (1947а, б, 1948а) предложил большое значение в процессе складкообразования придавать расплющиванию (местному утолщению), вызываемому в отдельных прослоях силами, параллельными слоистости. Этот механизм можно назвать продольным расплющиванием. Его также следует подробно изучить.

Серьезного внимания заслуживает выяснение роли всплывания легких горных пород (гипса, ангидрида, каменной соли) из-под покрывающих их отложений с большей плотностью (Косыгин, 1945, 1952). Этот механизм гравитационного всплывания исследовался на моделях (Nettleton, 1934, 1943; Dobrin, 1941), и теперь весьма важно выяснить соотношения плотностей и вязкостей горных пород, залегающих на различной глубине в тех районах, где можно предполагать такое складкообразование. Существенное значение имеют элементы математической теории процесса роста таких складок, разработанные Б. Л. Шнеерсоном (1953) и Ю. А. Косыгиным (1952). Интересны последние эксперименты, произведенные Н. Б. Лебедевой (1956).

Так же внимательно нужно рассмотреть широко распространенную схему гравитационного оползания, отличающуюся от схемы продольного и поперечного изгибов и продольного расплющивания тем, что внешние активные силы имеют не поверхностный, а объемный характер. Эта особенность действующих сил может обуславливать какие-нибудь специфические черты складок гравитационного оползания. В связи с тем интересом, который проявляют многие геологи к этой гипотезе, необходимо возобновить моделирование таких складок, начатое еще Э. Рейером (Reier, 1892).

Наконец, необходимо внимательно рассмотреть вопрос о складках скальвания и пигматических складках течения.

Изучая каждый механизм складкообразования в целом, надо стремиться выяснить как механизм образования отдельной единичной складки, так и механизм формирования генетически связанных групп

совместно образующихся складок. Описание каждого из них должно включать характеристику действия всех внешних сил, приложенных к деформируемым слоям, и характеристику распределения напряжений и деформаций, происходящих в этих слоях. При этом следует рассматривать зависимость складкообразования от механических свойств горных пород и мощности отдельных прослоев, слагающих деформируемую толщу. Специального изучения требуют силы трения между слоями. Важно изучить причины и условия опрокидывания складок, для того чтобы выяснить, как нужно интерпретировать наклонные складки, которые обычно считаются опрокидывающимися в сторону общего перемещения масс в земной коре, но иногда могут быть наклонены и в обратном направлении.

Изучение каждого механизма требует проведения специальных полевых исследований на типичных природных объектах. На основе выводов, вытекающих из анализа геологических данных о каждом механизме, следует пытаться теоретически рассмотреть основные закономерности распределения напряжений и деформаций при развитии складок.

Метод моделирования окажет существенную помощь в установлении влияния на каждый механизм различных факторов, действующих в земной коре: мощности слоев, механических свойств слоев, залегающих в разных сочетаниях, скорости роста складки и т. д.

Для понимания механизма развития складок большое значение имеют закономерности распределения напряжений в деформируемых породах. Поле напряжений, сопровождающее развитие каждого деформационного структурного элемента земной коры, в том числе и складок, было предложено называть тектоническим полем напряжений (Гзовский, 1954б). Зная закономерности строения таких полей и основные особенности механических свойств горных пород, мы сможем подойти к объяснению причин и условий образования различных морфологических типов складок, которые еще мало изучены.

Вероятно, таким путем удастся объяснить причины образования так называемых шарнирных, веерообразных, коробчатых, стулообразных и других складок.

Установление условий формирования различных морфологических типов складок поможет решению более общих вопросов. Так, например, коробчатые складки, характеризующиеся крутыми крыльями и плоскими сводами, часто считаются возникающими в результате действия вертикальных сил (механизм поперечного изгиба). Поэтому в областях развития таких складок горизонтальным сжимающим усилиям придается второстепенное значение. Поскольку можно представить себе условия, при которых коробчатые складки создаются горизонтальными сжимающими усилиями (механизм продольного изгиба), заключения о второстепенности горизонтальных усилий в районах развития таких складок оказываются недостаточно обоснованными.

Знание закономерностей строения тектонических полей напряжений, связанных с формированием складок, практически важно потому, что наименее вязкие горные породы при неравномерном распределении напряжений в земной коре перемещаются вдоль слоев, выжимаясь из одних участков и скапливаясь в других. Такие перемещения, весьма резко проявляясь в углях, вызывают значительные изменения формы и качества залежей. Наконец, знание полей напряжений важно еще и потому, что они определяют интенсивность развития и ориентировку многочисленных мелких тектонических разрывов (так называемой трещиноватости), которые при образовании месторождений многих металлов заполняются рудами.

Изучение механизма формирования тектонических разрывов включает три тесно связанных комплекса исследований.

Первый комплекс уже упоминался в связи с физическими основами тектонофизики. Он посвящен изучению физических условий и причин возникновения элементарных поверхностей механического разрушения горных пород и состоит из экспериментальных и теоретических работ, производящихся с целью развития гипотез прочности.

Второй комплекс имеет специальный тектонофизический характер и связан с изучением механизма формирования отдельных крупных тектонических разрывов, представляющих совокупность многих элементарных поверхностей механического разрушения горных пород. Ведущую роль при этом играют геологические и геофизические методы, позволяющие устанавливать закономерности строения природных тектонических разрывов, выявлять основные этапы их развития и освещать механизмы их формирования. Существенное значение имеет моделирование, которое уже сейчас, несмотря на свой пока еще качественный характер, позволяет проверять многие выводы, основанные на геологических материалах, а также дает возможность непосредственно наблюдать процесс образования сложно построенных разрывов и изучать влияние различных факторов на этот процесс (Cloos, 1928; Chang, 1948a, в; Гзовский и Черткова, 1953; Гзовский, 1956a).

Практическое значение таких работ заключается в том, что они должны будут помогать находить участки тектонических разрывов наиболее благоприятные для скопления рудных минералов. Вместе с тем должны быть выявлены признаки для суждения о влиянии разрывов различного типа на качество пересекаемых ими залежей нефти и угля. Должна быть получена возможность прогноза влияния разрывов на циркуляцию подземных вод.

Изучение закономерностей развития отдельных крупных тектонических разрывов важно для развития методов прогноза мест и силы будущих землетрясений и для изыскания возможностей прогноза времени их возникновения (Гзовский, 1957a, б).

Третий комплекс исследований должен осветить закономерности распределения разрывов в пространстве и последовательность их возникновения во времени. Цель его — разработать такие методы, при помощи которых можно было бы определять места распространения разрывов различного типа и предвидеть как ориентировку в пространстве, так и последовательность их образования во времени.

Путь решения этой задачи основан на использовании зависимости разрывов от развития складчатых и других структурных элементов коры, возникающих вследствие пластических деформаций. Если, во-первых, в результате развития физических основ тектонофизики нам будет известна зависимость образования разрывов в различных горных породах от их напряженного состояния и если, во-вторых, нам будут известны закономерности распределения в земной коре напряжений, обусловленных развитием ее деформационных структурных элементов, тогда прогноз разрывов окажется осуществимым.

Для установления закономерностей распределения напряжений, связанных с развитием различных структурных элементов коры, нужно при помощи геологических методов изучать типичные природные тектонические поля напряжений, которые были в прошлом и теперь могут быть реконструированы анализом наблюдающихся разрывов и следов деформаций. Для изучения современных полей напряжений нужно попытаться использовать геофизические методы. Возможно, при этом удастся исполь-

зовать зависимости магнитных свойств горных пород и скорости распространения упругих колебаний от величины механических напряжений. Затем следует попытаться теоретически решить задачи распределения напряжений, сопровождающих рост структурных элементов коры.

Наконец, необходимо широко использовать моделирование. Ведущее значение в моделировании принадлежит в этом случае исследованию прозрачных моделей, на которых возможна оптическая регистрация напряжений (Гзовский, 1953, 1954в, 1958).

В первую очередь надо продолжать изучение поднятий, возникающих в земной коре путем поперечного изгиба. Этот механизм отражает формирование не только многих складок, но и большинства крупных поднятий в земной коре, которые выражаются в рельефе горными хребтами. Затем нужно будет изучить также и остальные механизмы образования складок и другие типы деформаций, развивающихся в земной коре.

Большое внимание следует уделить развитию математической теории распределения разрывов в пространстве (Hafner, 1951; Wallace, 1951).

Практическое значение знания закономерностей распределения тектонических разрывов в пространстве и во времени весьма велико, так как в швах разрывов залегают тела многих полезных ископаемых, в том числе руд цветных металлов. Разрывы осложняют структуру месторождений всех полезных ископаемых, разбивая их на отдельные части, смещенные одна по отношению к другой. Проходя через тело полезного ископаемого, разрывы часто существенно влияют на качество последнего, например, разрыхляя уголь и делая не пригодными для эксплуатации целые участки шахтных полей.

Важно подчеркнуть, что геологи, производящие разведку месторождений любых видов полезных ископаемых, постоянно ставят перед собой и решают различные вопросы, связанные с разрывами. Их интересует, где и какие разрывы могут находиться под наносным слоем, как будут они протягиваться на глубину, могут ли глубже появиться другие нарушения и какова последовательность образования разрывов различного типа.

Перечисленные вопросы постоянно ставятся и решаются геологами, несмотря на то, что теоретические основания для заключений такого рода еще весьма слабо разработаны. Решение этих вопросов интересует также гидрогеологов и имеет большое значение для развития методов прогноза землетрясений.

Изучение механизма образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов земной коры. Под такими элементами земной коры подразумеваются те структурные поднятия и опускания первого и второго порядка, которые в своей совокупности образуют платформенные и геосинклинальные части коры. Такие структурные элементы, достигающие в пределах геосинклинальных областей 1000—1500 км в длину и 100—200 км в ширину, называются антиклинориями (поднятия) и синклинориями (опускания). В пределах платформенных областей выделяются антеклизы (поднятия) и синеклизы (опускания) длиной и шириной до 2000 км.

Антиклинории и синклинории обладают весьма сложной внутренней структурой, которая представляет собой совокупность общей изогнутости залегания слоев (создающей основной структурный план) и многочисленных дополнительных складок и разрывов. Последние связаны как с общей изогнутостью слоев, так и с дополнительными складками. Закономерности внутреннего строения антиклинориев и синклинориев освещены еще очень мало.

Антеклизы и синеклизы отличаются от антиклинорий и синклинорий значительно более пологим общим залеганием слоев и меньшей крутизной дополнительных изгибов и тем, что разрывов бывает в них меньше.

Изучение механизма формирования перечисленных крупных и сложно построенных структурных элементов коры нужно начинать почти с самого начала. В основу таких работ должны быть положены выводы о механизмах формирования отдельных простых складок. Большое значение в этих исследованиях будет иметь выяснение взаимного влияния процессов развития структурных элементов различного порядка и структурных элементов одного порядка, расположенных поблизости один от другого.

Рассмотрение механизма образования еще более крупных элементов структуры земной коры, т. е. целых геосинклинальных и платформенных областей, находится за пределами вопросов, решаемых тектонофизикой, так как относительное расположение антиклинорий, синклинорий, антеклиз и синеклиз определяется не просто механическими условиями, устанавливающимися в земной коре, а особенностями развития подкоровых процессов, которые могут быть поняты только при выходе за рамки анализа одного лишь механического проявления их на поверхности Земли.

Проведение работ по изучению механизма образования крупных сложно построенных деформационных структурных элементов земной коры может иметь существенное практическое и теоретическое значение. Практическое значение будут иметь возможности прогноза главных черт структуры погребенного складчатого фундамента в таких районах, как Западно-Сибирская низменность и низменные пустынные пространства Средней Азии. В этих районах значительная часть богатств, заключенных в недрах, должна быть сосредоточена в пока еще почти неизученном погребенном под молодыми осадками палеозойском складчатом фундаменте. Теоретическое значение будут иметь выводы о характере сил, создающих антиклинории, синклинории, антеклизы и синеклизы, которые надо рассматривать как одно из важных проявлений глубинных подкоровых процессов.

* * *

Обобщая сказанное выше, можно сделать следующие выводы.

1. Главными ближайшими задачами тектонофизики по развитию ее физических основ автор считает проведение большой работы по всестороннему изучению механических свойств горных пород, существенно влияющих на протекание тектонических процессов (упругость, вязкость, прочность); развитие метода моделирования для перехода от качественного моделирования к количественному; усовершенствование методов полевых исследований (на базе пересмотра и развития их теоретических основ).

2. В области исследования механизма складкообразования необходимо в большом количестве изучить природные складки, образовавшиеся в различной геотектонической обстановке. Одновременно нужно развивать работы по теоретическому рассмотрению и моделированию различных механизмов формирования складок, уделив большое внимание выяснению взаимоотношений между складками разных масштабов и связи их истории с историей развития остальных тектонических процессов.

3. В области исследования механизма образования тектонических разрывов прежде всего необходимо систематически изучать различные тектонические поля напряжений в земной коре, используя полевые наблю-

дения и моделирование. Основываясь на знании полей напряжений и зависимости разрушения горных пород от их напряженного состояния, следует выяснять закономерности распределения разрывов в земной коре.

4. В настоящее время уже назрела необходимость начать работу по изучению механизма образования крупных сложно построенных структурных элементов земной коры (антиклинориев, синклинориев, антеклиз и синеклиз).

Для решения перечисленных ближайших задач необходимо детально и, по возможности, всесторонне описать тектонику ряда геологически благоприятных и важных в практическом отношении районов. Вопросы тектонофизики должны возникать в результате изучения конкретных геологических примеров. Для решения таких вопросов надо прежде всего критически пересмотреть многие общие теоретические представления и методы, установившиеся к настоящему времени в литературе по тектонике. Это вызывает необходимость всесторонне и подробно изучать тектонику отдельных районов, и одновременно пересматривать ряд общих вопросов, относящихся к физическим основам тектонофизики. Только на такой базе можно будет решать основные проблемы механизма образования деформационных структурных элементов земной коры.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

**ТЕКТОНИКА
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ**

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Тектоника Каратау весьма интересна тем, что хребет расположен на границе каледонского и герцинского Тянь-Шаня и в нем может быть прослежена история каледонских, герцинских и альпийских тектонических движений. В Каратау проходит крупный глубинный разлом, который одними исследователями прослеживается к оз. Сонкуль и далее на восток, вдоль Тянь-Шаня, тогда как другими протягивается поперек Тянь-Шаня по Ферганскому хребту. Каратау отличается прекрасной обнаженностью. В нем развиты интенсивная складчатость и разнообразные тектонические разрывы. В этом небольшом хребте сосредоточены крупнейшие в мире залежи фосфоритов, имеются месторождения полиметаллов и каменных углей. Большое научное значение имеют местонахождения в Каратау остатков юрских насекомых, птиц, рыб и растений.

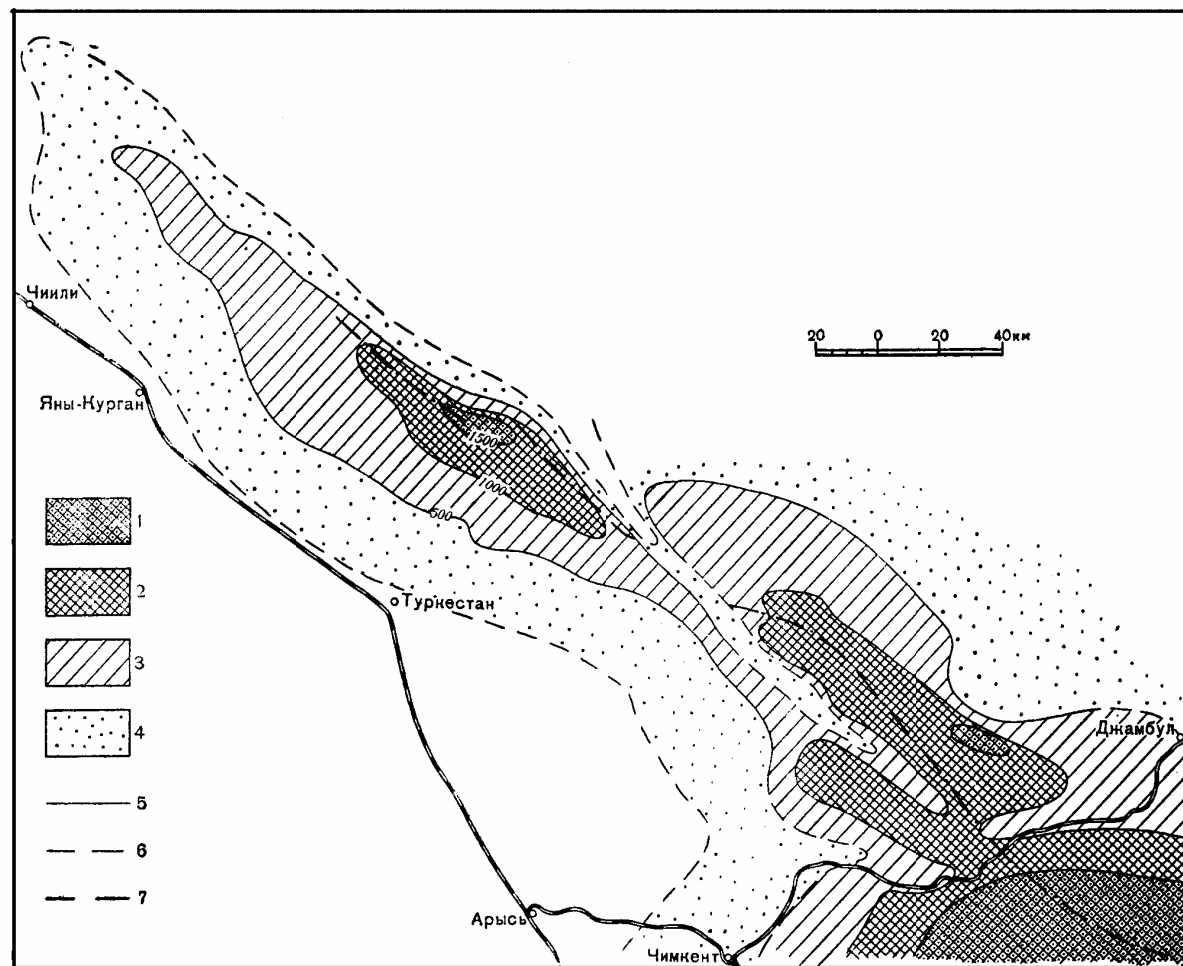
Знание тектоники Каратау важно для решения ряда практических вопросов и понимания тектоники крупного участка Средней Азии.

Хребет Каратау представляет собой крайнюю северо-западную часть молодого сложно построенного поднятия Северного Тянь-Шаня, выросшего в пределах эпигерцинской платформы в течение неогенового и четвертичного периодов. В центральной, наиболее возвышенной части Каратауского поднятия мезозойские и кайнозойские осадки отлагались повсеместно, имели небольшую мощность и в настоящее время размыты. Наблюдающиеся сейчас выходы палеозойских пород приурочены только к ядру молодого альпийского поднятия. Форма выходов палеозоя определяется не палеозойской, а альпийской тектоникой.

Обычно хр. Каратау орографически делится на Малый (северо-восточный) и Большой (юго-западный) Каратау, которые разделены узкой полосой пониженного рельефа, называемой Леонтьевской депрессией. В ней развиты мощные юрские отложения, перекрывающие глубоко опущенные палеозойские породы (фиг. 1).

В каратауских выходах палеозоя видна часть крупного сложно построенного палеозойского антиклинория, северо-западное простирание которого в общем согласуется с простиранием молодого поднятия (фиг.2). В палеозойской структуре хр. Каратау всегда различают две основные тектонические зоны: северо-восточную (или зону Малого Каратау), относимую к области каледонской складчатости, и юго-западную (или зону Большого Каратау), входящую в область герцинской складчатости. Принято считать, что по границе этих зон проходит крупнейшая глубинная зона разрывов, называемая Главной Каратауской зоной разрывов.

Важно подчеркнуть, что палеозойская тектоническая зональность не вполне совпадает с мезо-кайнозойской зональностью. Граница между



Фиг. 1. Схема альпийской структуры Каратау. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.
 Высота залегания пенепленизированной поверхности палеозоя (1 – 4):
 1 – более 1500 м над уровнем моря; 2 – от 1500 до 1000 м; 3 – от 1000 до 500 м;
 4 – от 500 до 0 м; 5 – достоверные изогипсы; 6 – предполагаемые изогипсы; 7 – палеозой-
 ская Главная Каратауская зона разрывов.

Фиг. 2. Схема палеозойской структуры Каратау. Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

Герцинский антиклинорий первого порядка (1 – 9).

Герцинский необращенный антиклинорий второго порядка (осевая часть каледонского обращенного антиклинория) (1 – 2):

1 – наиболее поднятые участки каледонского антиклинория; 2 – среднеподнятые участки каледонского антиклинория.

Герцинский полуобращенный антиклинорий второго порядка (наименее поднятая часть антиклинория и синклиний в каледонской структуре) (3 – 9):

3 – наиболее поднятые участки в герцинской структуре; 4 – среднеподнятые участки в герцинской структуре.

Герцинские антиклинорий третьего порядка: I – антиклинорий Северо-Западного Каратау, II – Байджансайский; III – Баролдайский.

Направление опрокидывания складок и надвигания по разрывам:

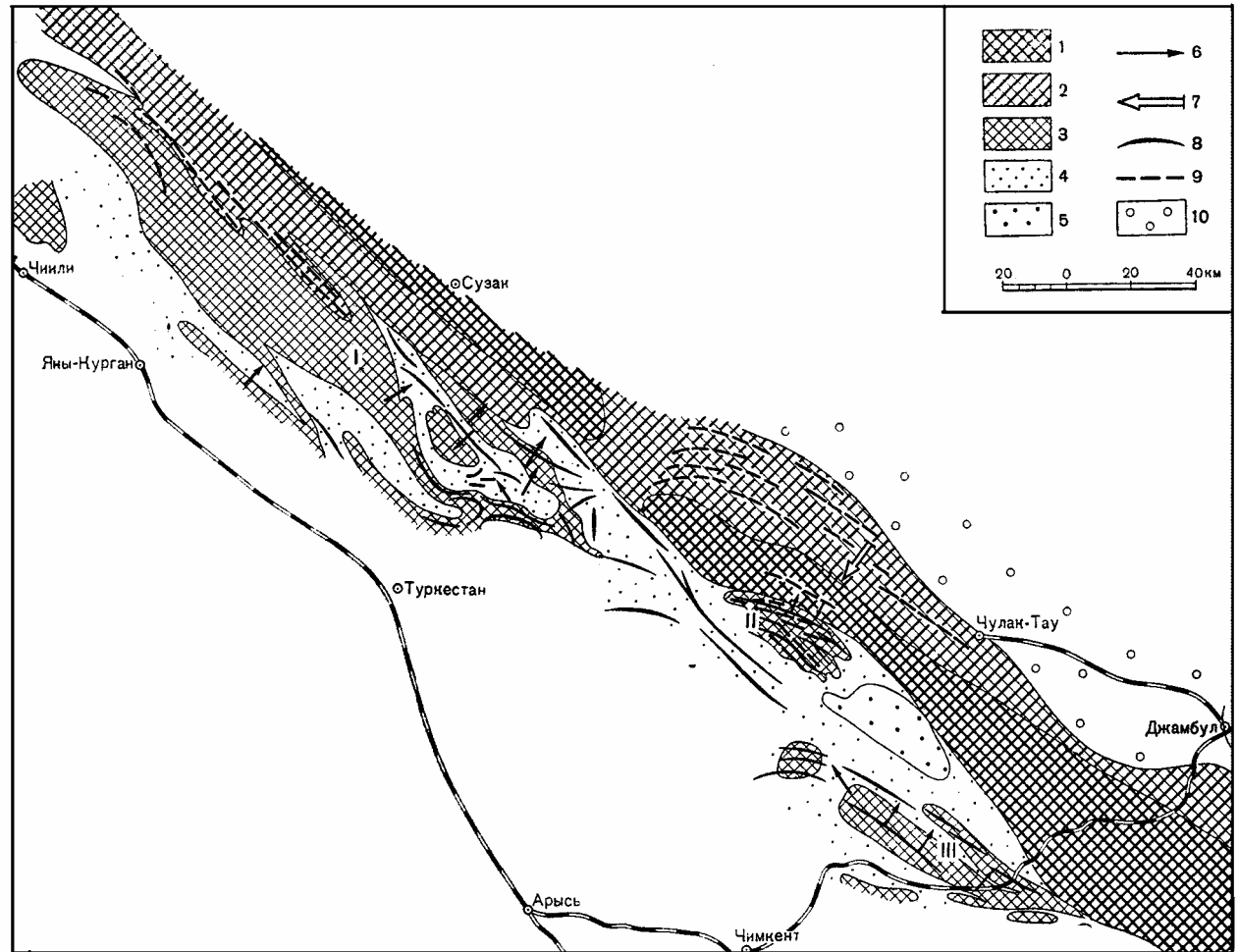
6 – в герцинской структуре; 7 – в каледонской структуре.

Простираение главных складок:

8 – герцинских; 9 – каледонских;

Герцинский парагеосинклинальный синклиний (10)

Примечание. Многочисленные тектонические разрывы на схеме не показаны.



палеозойскими зонами Большого и Малого Каратау проходит таким образом, что на северо-западе она приблизительно совпадает с водоразделом хр. Большого Каратау, затем наискось пересекает Леонтьевскую депрессию и после этого тянется на юго-восток вдоль водораздела хр. Малого Каратау.

Палеозойскую структуру Каратау в прошлом наиболее подробно описали И. И. Машкара (1937) и В. В. Галицкий (1933, 1935, 1936, 1937, 1940, 1943, 1945а, б), который много сделал для познания геологии Каратау.

Сложную складчатость и разрывы И. И. Машкара объяснял общим горизонтальным сжатием поперек Каратау в направлении с юго-запада на северо-восток.

В. В. Галицкий, констатируя в герцинской структуре те же складки, что и И. И. Машкара, доказывал намного более широкое развитие крупных тектонических разрывов, которые он делил на следующие три группы.

1. Крупные региональные сдвиги вдоль границы Большого и Малого Каратау. Крупнейшие из них — Главная Каратауская зона разрывов, рассматривались как часть Фергано-Таласского разлома.

2. Пологие «надвиги сдирания», создающие покровную структуру в Большом Каратау.

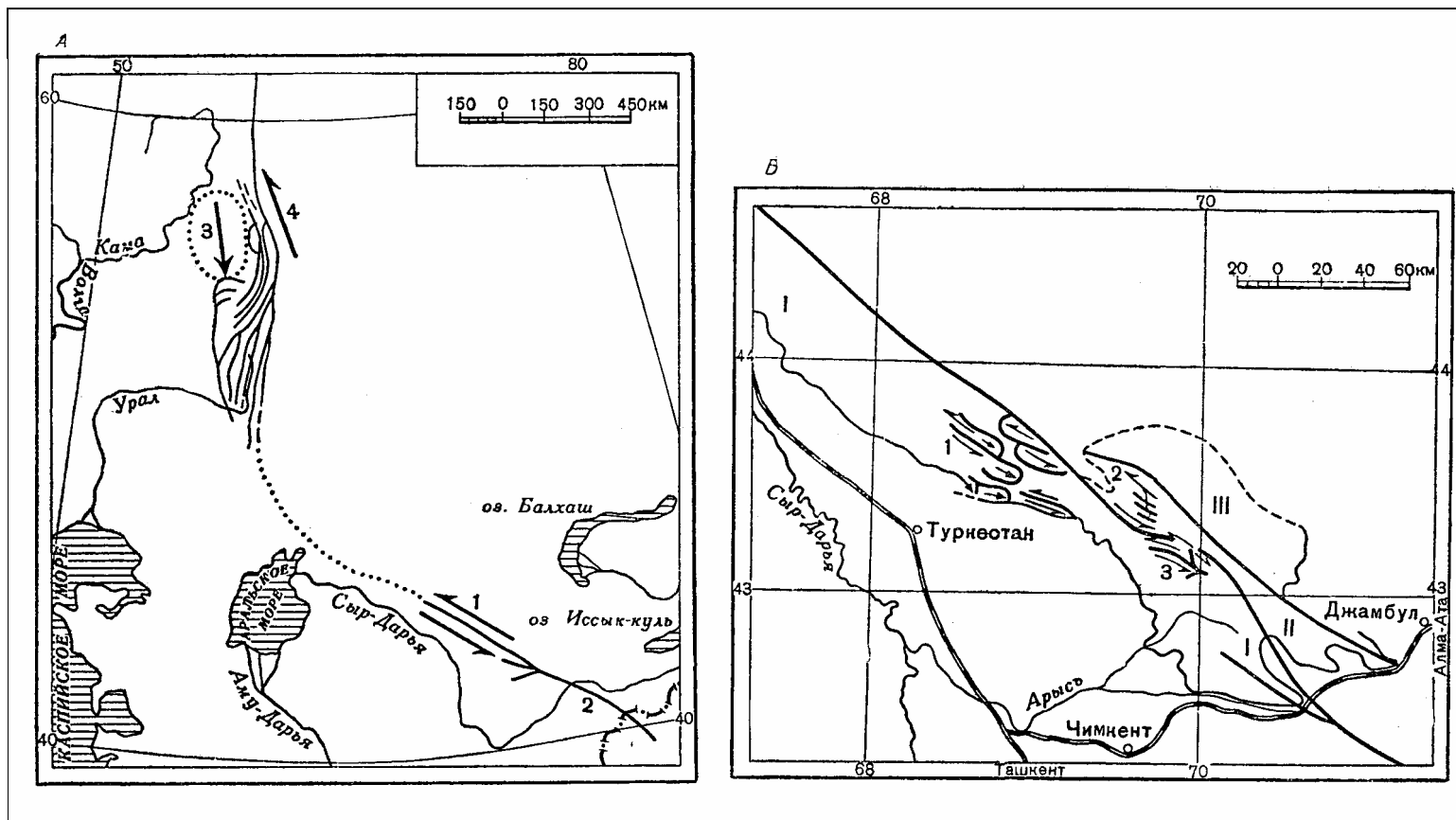
3. Наиболее молодые сравнительно мелкие крутые сбросы и взбросы, которые секут складки, крупные региональные сдвиги и «надвиги сдирания».

Возникновение перечисленных верхнепалеозойских деформаций и разрывов В. В. Галицкий связывал с горизонтальным относительным перемещением двух крупнейших участков земной коры, между которыми расположена зона хр. Каратау. Один из этих участков коры включает Малый Каратау, Муюнкумы и прослеживается к среднему Уралу, другой участок охватывает Кызыл-Кумы и Приаралье (фиг. 3).

Изучавшийся нами Байджансайский район расположен на юго-западном склоне хр. Малого Каратау, но относится он к тектонической зоне Большого Каратау. В северо-восточной части этого района находится одна из наиболее обнаженных и интересных для изучения частей Главной Каратауской зоны разрывов.

В результате работы в Байджансайском районе хр. Каратау, автор убедился в неправильности покровно-сдвиговой схемы общей тектоники Каратау. К аналогичному выводу пришли также В. В. Бронгулеев (1957, 1958), М. И. Арсовский, В. Н. Павлинов, М. М. Страчков и др., изучавшие различные районы хр. Большого Каратау. В. В. Эз (1954), изучавший северо-западную половину центрального участка Большого Каратау, считает, что В. В. Галицкий сильно преувеличил роль местных надвигов. В силу сказанного, общую структуру Каратау следует в настоящее время характеризовать, отказавшись от покровно-сдвиговых представлений В. В. Галицкого. Это дало нам возможность впервые для хр. Каратау составить карты распределения фаций и мощностей различных палеозойских отложений и таким путем выяснить историю палеозойских тектонических движений.

Тектонику Байджансайского района предыдущие исследователи трактовали различно. Это было связано не только с разным пониманием структуры района, но и с расхождением в общих представлениях о строении Каратау в целом. Одни из изучавших геологию Каратау — В. Н. Вебер (1935б), Е. А. Немов и Н. Я. Краус, а также Н. М. Салов (сообщается по Ивенсену, 1937) и В. Ф. Беспалов (1940) представляли себе строение данной части Каратау как сочетание складчатости северо-западного



Фиг. 3.

А – схема общего расположения зоны сдвигов (по В. В. Галицкому, 1940):

1 – хр. Каратау (Тянь-Шань); 2 – Ферганский хребет; 3 – Уфимская глыба (стрелка показывает широтные нарушения Уральского Каратау); 4 – район восточного крыла Главного северо-западного сдвига Урала.

Б – схема сдвиговой зоны в хр. Каратау (по В. В. Галицкому, 1940):

I – палеозойские отложения юго-западного крыла зоны; II – свита кокджотских сланцев; III – палеозойские отложения северо-восточного крыла зоны; 1 – схема смещения отдельных блоков покрова по «надвигаю сдирания» в Центральном Каратау; 2 – схема расположения кулисообразных сдвигов на водоразделе рек Арыстанды – Учбаш; 3 – схема расположения сдвигов в Байджансайском районе.

простираются с крупными продольными тектоническими нарушениями, возникшими в процессе образования складок под действием тектонических усилий, направленных с юго-запада или с северо-востока, т. е. перпендикулярно к господствующему простиранию складок и разрывов.

Кроме того, большое значение придавалось тектоническому контакту между крупным Кокджотским горстом, образующим юго-западную часть тектонической зоны Малого Каратау и сложенным протерозоем, и областью выходов палеозойских пород зоны Большого Каратау. Обычно считалось, что этот разрыв (Главный Каратауский) является крупным взбросом, поверхность которого наклонена на северо-восток. В. Ф. Беспалов (1940) предположил, что это нарушение представляет собой пологий надвиг с юго-запада на северо-восток, приведший к тектоническому налеганию палеозоя на протерозой. Он также указал на ряд других надвигов подобного характера, вследствие которых карбон тектонически ложится непосредственно на силур или на девонские красноцветы.

Изложенные взгляды в основном совпадали с представлениями многих исследователей Центрального Каратау (Машкара, 1939; Муратов и Копылев, 1936, и др.).

В 1936 и 1937 гг. В. В. Галицкий, работавший в Байджансайском районе, пришел к двум принципиально новым выводам. Поэтому на его работах остановимся подробнее. Первый вывод заключался в том, что Главный Каратауский разрыв был признан не взбросом, а грандиозной зоной левых сдвигов. Второй вывод сводился к признанию шарьяжного строения Большого Каратау в целом и, в частности, Байджансайского района.

По мнению В. В. Галицкого, фаменские и нижнекаменноугольные карбонатные породы слагают аллохтон — покров, отделенный почти горизонтальной поверхностью тектонического контакта от автохтонных нижележащих более древних красноцветных пород девона и нижнесилурийских отложений. Чрезвычайно пологие поверхности тектонических контактов в дальнейшем были, по мнению этого автора, смяты в складки совместно с автохтоном и аллохтоном. Размер перемещения покрова был оценен в несколько десятков километров, причем направление движения В. В. Галицкий считал продольным к основной складчатости Каратау, т. е. юго-восточным.

Согласно точке зрения В. В. Галицкого, предполагалось, что карбонатные фаменские и турнейские толщи в тектонической зоне Большого Каратау скользили с северо-запада на юго-восток. Они двигались, как по желобу, дно которого составляли силурийские породы и девонские красноцветы (последним приписывалась роль смазки). Северо-восточный борт желоба образовывали протерозойские породы Кокджотского горста. Естественно, что по границе с ним возникали сдвиги, а в подошве известняков и отчасти внутри них — многочисленные пологие надвиги.

П. В. Родионов (1937а, б; 1940) работавший после В. В. Галицкого, в основном разделял представления В. Ф. Беспалова, усложнив их тем, что, наряду с надвигами карбона в северо-восточном направлении на несколько километров, он признавал покровное залегание красноцветов на силуре южнее Байджансая. Главный Каратауский разрыв он считал взбросом и оценивал его амплитуду не менее чем в 5000 м. Вместе с тем П. В. Родионов, считая карбон во многих местах тектонически надвинутым на более древние породы, отмечал, что пологие поверхности надвигов были после их образования резко изогнуты и в ряде мест оказались крутозалегающими. Таким образом, мнение П. В. Родионова отражало взгляды всех предыдущих исследователей.

Следует заметить, что в течение последних лет схема В. В. Галицкого приобрела значение общепринятых и апробированных представлений, на

которых основывались последующие исследователи региональной геологии (А. И. Каплун, Е. Д. Чехович) и геологи-разведчики.

В итоге многолетних детальных полевых исследований, начатых в 1949 г., автором совместно с геологами И. В. Александровым, Л. В. Беляковым, А. В. Вихертом, Г. И. Макарьчевым, В. Я. Медведевым, М. С. Пичугиным, А. А. Розенкранцем, М. М. Страчковым и Е. П. Успенским, палеонтологом А. И. Золкиной и литологами Р. И. Милосердовой и Г. В. Верстак, были выработаны новые представления, учитывающие итоги работ всех предыдущих исследователей и работавших в тесном контакте с нами геологов С. М. Смирнова, Н. М. Митряевой и Е. Е. Масаловой, литологов С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой и минералога С. А. Юшко, а также геологов Байджансайского рудника.

В пределах района почти целиком наблюдается один из герцинских антиклинориев третьего порядка, входящих в состав тектонической зоны Большого Каратау. Он называется Байджансайским антиклинорием. Сформировался этот антиклинорий в верхнем палеозое на месте северо-восточного крыла крупного среднепалеозойского прогиба. До этого в нижнем палеозое здесь находилось юго-западное крыло крупного каледонского антиклинория. Ядро каледонского антиклинория, находящееся северо-восточнее Байджансайского района в конце нижнего палеозоя было выдвинуто вверх в виде горста, называемого Кокджотским. Главная Каратауская зона разрывов ограничивает этот горст с юго-запада и образует северо-восточную границу Байджансайского герцинского антиклинория.

С юго-востока, несколько наискось к общему северо-западному простиранию герцинского Байджансайского антиклинория, тянется его граница с наложенной на палеозойскую структуру Леонтьевской депрессией, заполненной юрскими отложениями. Эта депрессия, протягиваясь по направлению на северо-запад, скрывает под собой все большую часть Байджансайского антиклинория. На крайнем северо-западе района, полностью срезав антиклинорий, она накладывается на Кокджотский горст.

Судя по возрасту и условиям залегания палеозойских пород, обнажающихся юго-западнее Леонтьевской депрессии, а также и внутри нее, можно говорить, что под юрскими отложениями депрессии погребены лишь северо-западное окончание и небольшая часть юго-западного крыла антиклинория. Общая длина антиклинория приблизительно 45-50 км, ширина 20 км. Антиклинорий представляет неправильный овал с расширенной юго-восточной и суженной северо-западной частью.

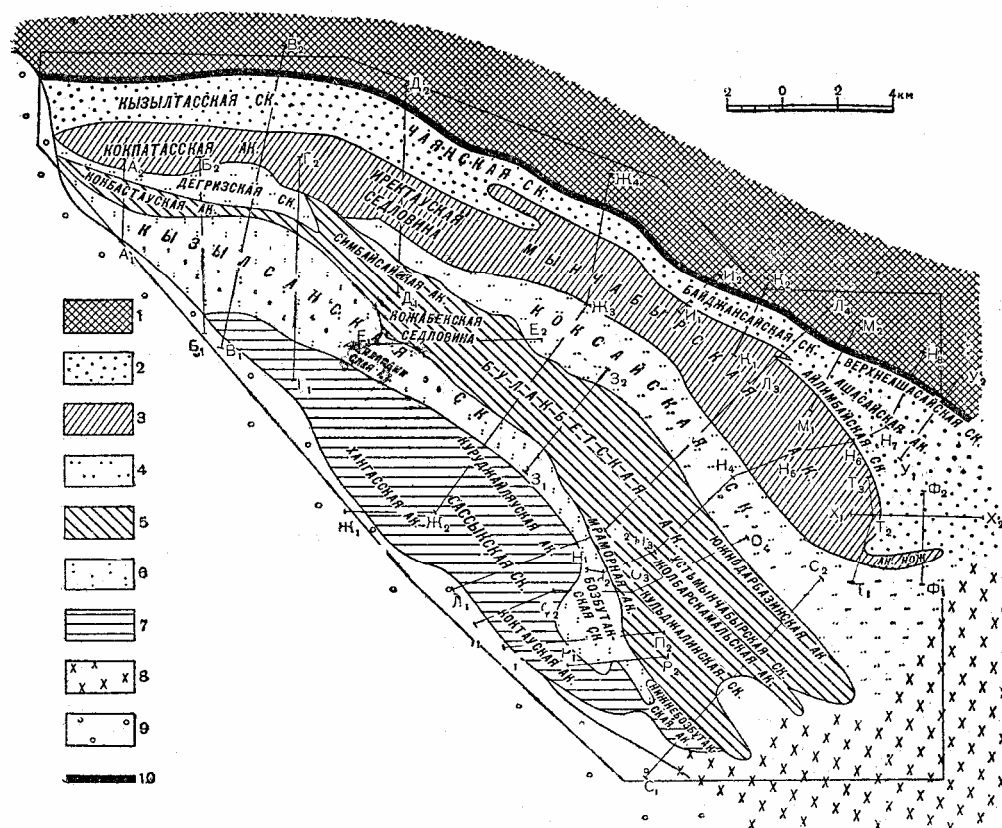
С юго-востока Байджансайский антиклинорий естественно замыкается. Его шарнир погружается, и складки исчезают в юго-восточном направлении. На простирании оси антиклинория располагается широкий Бугуньский синклинорий, в пределах которого обнажаются визейские и средне-каменноугольные отложения.

Внутри Байджансайского антиклинория выделяются многочисленные складки различных размеров. Наиболее крупные герцинские антиклинали образуют три сложно построенные полосы, наиболее приподнятые в структурном отношении.

Крайняя к северо-востоку структурно поднятая полоса называется Мынчабырско-Кокпатасской антиклиналью. Средняя полоса объединяет Булакбетскую (на юго-востоке), Симбайсайскую и Кокбастаускую (на северо-западе) антиклинали. Крайняя к юго-западу полоса образована Акбетской антиклиналью.

Промежутки между указанными тремя структурно наиболее поднятыми зонами в пределах Байджансайского антиклинория представляют собой сложные синклинали. Наиболее северо-восточная синклиналь —

Аксуранская. Она отделяет Мынчабырско-Кокпатасскую антиклиналь от Кокджотского поднятия. На юго-востоке она осложняется Ашасайской антиклиналью. Ответвляющаяся от Аксуранской синклинали на юг Айлим-байская синклинали отделяет Ашасайскую антиклиналь от юго-восточного окончания Мынчабырско-Кокпатасской антиклинали. Следующая синклиналильная полоса включает Коксайскую и Дегризскую синклинали. Третья синклиналильная полоса состоит из Бозбутацкой и Кызылсанской синклиналей (фиг. 4).



Фиг. 4. Схема расположения основных структурных элементов Байджансайского антиклинория. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 — Кокджотский горст; Байджансайский антиклинорий (2—7); 2 — Аксуранская синклинали; 3 — Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь; 4 — Дегризско-Коксайская синклинали; 5 — Кокбастау-Булакбетская антиклиналь; 6 — Кызылсанско-Бозбутацкая синклинали; 7 — Акбетская антиклиналь; 8 — Бугуньский синклинорий; 9 — депрессия Леонтьевского грабена; 10 — Главная Каратауская зона разрывов.

Примечания. Расположение структурных элементов второго и третьего порядка показано надписями: АК — антиклинали, СК — синклинали. Буквами обозначены линии геологических профилей.

Ядра перечисленных крупных антиклиналей сложены песчаниками, глинистыми сланцами и вулканогенными породами с прослоями карбонатных отложений нижнего палеозоя.

В пределах присводовых частей крыльев основных крупных антиклинальных полос, в структурных седловинах между отдельными поднятиями образующими эти полосы, а также в ядрах отдельных антиклиналей внутри крупных синклиналильных полос обнажаются отложения среднего девона и франского яруса, представленные в различных фациях. Одну фацию

(тюлькубасскую) представляют красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты. Другую фазию (кожабекскую) образуют темно-зеленые конгломераты и граувакковые песчаники.

Крылья крупных антиклиналей и отчасти их своды в местах наибольшего погружения шарниров сложены комплексом карбонатных пород фаменского яруса и нижней части турнейского яруса. Среди этих отложений выделяется большое число фаций, которые будут описаны ниже.

Наиболее погруженные части синклиналей сложены верхнетурнейскими алевролитистыми и песчанистыми карбонатными породами, известняковыми конгломератами и глинистыми сланцами.

Визейские конгломераты, песчаники и известняки развиты за пределами Байджансайского антиклинория.

Интрузивные магматические породы представлены верхнепалеозойскими небольшими телами кислого, среднего и основного состава, приуроченными главным образом к северо-восточной части антиклинория.

На северо-западе района оси всех складок первого порядка имеют широтное простирание. В центральном участке оси изгибаются и на юго-востоке имеют общее юго-восточное простирание.

Для всех крупных линейных складок первого порядка характерно разделение их на отдельные овальные складки, расположенные в виде цепочек. Каждая крупная линейная антиклиналь представляет собой цепочку брахиантиклиналей. Каждая линейная синклиналь распадается на ряд мульд.

В поперечном сечении обычны коробчатые формы складок со слабым опрокидыванием крыльев в стороны синклиналей. На северо-востоке синклинали узкие, а на юго-западе – широкие.

В ядрах синклиналей встречаются дисгармоничные складки второго и третьего порядка, особенно интенсивно развитые на северо-востоке района.

Большую роль в структуре Байджансайского антиклинория играют крутопадающие тектонические разрывы: взбросы и вертикальные сбросы. Расположение разрывов в пространстве и направление перемещения по ним в общем соответствуют плану развития складок, т. е. антиклинали подняты в форме горстов, а синклинали относительно опущены в виде грабенов. Поэтому к ним могут быть применены предложенные Н. И. Николаевым названия горст-антиклиналь и грабен-синклиналь. Кроме продольных разрывов, ограничивающих грабены и горсты, на отдельных участках распространены поперечные сбросы и взбросы, а также небольшие диагональные сдвиги. Амплитуда перемещений по поперечным и диагональным разрывам невелика. Поперечные разрывы в общем моложе продольных.

I. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Глава 4

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Наиболее древними — протерозойскими — нами считаются два комплекса пород, обнажающихся в разных частях района. Первое большое поле обнажений протерозоя находится в пределах Кокджотского горста. Оно непосредственно примыкает с северо-востока к Байджансайскому антиклинорию. С юго-запада горст ограничен тектоническим контактом с девонскими отложениями (Главная зона разрывов). Общее простирание этой границы восточно-юго-восточное. Таково же и общее простирание слоистости вертикально залегающих слоистых пород внутри Кокджотского горста. В разрезе господствуют метаморфические сланцы, которые объединяются в кокджотскую свиту, выделенную В. Н. Вебером (1935б). Мы изучили сравнительно небольшую по площади приконтактовую полосу выходов протерозоя, шириной в 1 — 1,5 км. Поэтому вопрос о строении и стратиграфическом положении всех пород, слагающих обширное поле выходов протерозоя, затрагивать не будем.

Высокая степень метаморфизованности пород кокджотской свиты и литературные сведения о том, что она подстилает нижний кембрий Малого Каратау, однозначно говорят, что в нашем районе ее нужно считать древнейшим образованием, подлежащим известному у нас разрезу палеозоя. Протерозойский возраст свиты мы приняли вслед за В. А. Николаевым, И. И. Машкара, П. А. Безруковым, В. В. Галицким и др.

По литературным данным, а также судя по аэрофотоснимкам, кокджотская свита представлена однообразным комплексом пород. Наибольшее разнообразие может быть установлено в той части выходов свиты, которую мы изучили. Свита состоит из значительно метаморфизованных пород, представленных на нашей территории двумя основными типами, выделенными в качестве самостоятельных толщ.

Породы, слагающие первую толщу, развиты почти на всей площади выходов свиты. Они представлены чередованием зеленых тальково-хлоритовых сланцев, содержащих многочисленные жилы метаморфического кварца молочно-белого цвета, залегающего в виде согласных обособленных линзовидных тел, мощностью до 2–3 м. Как сланцы, так и кварцевые прожилки содержат вкрапления пирита, представленного кубическими, сильно обохренными кристаллами. В составе сланцев часто заметна примесь карбонатного материала, который придает им зелено-вато-серый цвет. Сложение этих пород всегда сланцеватое.

Метаморфические сланцы состоят из мелких зерен кварца, хлорита, талька и листочков слюды (серицита) с небольшим количеством кристал-

лов альбита и биотита. Иногда встречается силлиманит. В ряде шлифов отмечали карбонатный материал, а также черное органическое вещество. Структура пород лепидобластическая и гранобластическая. Кроме первичных метаморфических минералов, в некоторых шлифах были обнаружены вторично образовавшиеся хлорит (по слюде) и эпидот (по альбиту), кристаллы которых зачастую располагаются наискось по отношению к общей сланцеватой текстуре. Мощность данной толщи пород в пределах изученной территории превышает 500 м. В работах по геологии Малого Каратау общая мощность кристаллических сланцев, слагающих протерозой, считается не меньше 3000 м.

Вторая толща кокджотской свиты образована комплексом пород, прослеженным непосредственно северо-восточнее Главной Каратауской зоны разрывов. Она связана постепенным переходом с первой толщей и отличается от нее лишь значительным развитием карбонатных пород и метаморфизованных песчаников. В составе второй толщи имеется несколько пачек метаморфизованных известняков, переслаивающихся с тальково-хлоритовыми сланцами и кварцитами. Выходы этих пачек образуют ряд хорошо выраженных в рельефе гривок. Породы, слагающие гривки, зеленовато-серой, серой и черной окраски. Они, как правило, рассланцованы и рассечены густой сеткой белых кальцитовых прожилков, ориентированных как по сланцеватости, так и в других направлениях. Карбонатная масса в них полностью перекристаллизована, а глинистая примесь хлоритизирована и оталькована. В ряде случаев заметна гематитизация известняков. Среди известняков отмечаются две разновидности. Первая — это серые породы с весьма тонкой слоистостью и примесью значительного количества метаморфизованного песчаного, алевролитового и глинистого материала. Слоистость хорошо видна и под микроскопом. Она обусловлена тем, что отдельные слои содержат различное количество терригенного материала. Некоторые слои почти нацело сложены кварцем. По границам слоев видны чешуйки слюды. Сланцеватость известняков обусловлена однообразной и совпадающей со слоистостью ориентировкой зерен кварца, кальцита и чешуек слюды. Вторая разновидность карбонатных пород представлена серыми, обычно массивными, сильно перекристаллизованными и окремнелыми однородными известняками. Метаморфические сланцы, переслаивающиеся с известняками второй толщи, аналогичны сланцам первой толщи. Кварциты представлены двумя разновидностями: обособленными пластообразными и маломощными телами метаморфизованного (перекристаллизованного) кварца и сильно окварцованными прослоями песчаников желтовато-бурого цвета. Кроме кварцитов, встречаются также редкие прослои кварцевых песчаников желтого или коричневого цвета мощностью 1—2 м. Размер кварцевых зерен в них не превышает 0,5—1 мм. Вследствие превращения песчаников в кварциты отдельные зерна не всегда хорошо видны. Мощность некоторых пачек известняков, песчаников и кварцитов, заключенных в массе метаморфических сланцев, колеблется от единиц до первых десятков метров. Видимая мощность всей толщи 400—450 м.

Следует указать, что в прошлом большинство геологов, наблюдавших плохо обнаженные выходы упомянутых известняков, либо уклонялись от решения вопроса об их возрасте, либо относили их к девону или даже к карбону, сопоставляя с развитыми южнее карбонатными породами среднего палеозоя. Высокую метаморфизованность этих известняков приписывали динамометаморфизму в Главной Каратауской зоне разрывов. Вследствие этого линия разрыва проводилась условно, а ее характер не был изучен. Мы провели детальные исследования на всем протяжении полосы выходов второй толщи с целью выявления ее внутренней структу-

ры, характера метаморфизма и взаимоотношений тел карбонатных пород с другими стратиграфическими комплексами. Результаты наблюдений сводятся к следующему.

1. Известняки неясного возраста повсеместно несут следы интенсивного метаморфизма, выраженного в рассланцевании и хлоритизации глинистых разновидностей.

2. Известняки повсеместно переслаиваются с метаморфическими сланцами, залегая только согласно с ними, причем часто известняковые прослои выходят в ядрах изоклинальных складок, подстилая пачки метаморфических сланцев.

3. Структурное картирование показало наличие крупного разрывного нарушения на границе второй толщи с расположенным юго-западнее полем развития пород среднего палеозоя. Северо-восточная граница выходов этой толщи условна, так как переход от нее к первой толще постепенный; местами возможен крутой разрыв.

4. В верховьях правых притоков р. Чайн в пределах поля выходов протерозойских пород был обнаружен тектонический клин заведомо верхнедевонских известняков, подстилаемых красноцветными франко-средне-девонскими песчаниками. Наблюдающийся метаморфизм этих пород не имеет ничего общего со степенью метаморфизации второй толщи протерозоя. Девонские породы в тектоническом клине слабо метаморфизованы и являются полными аналогами развитых в других местах фаунистически охарактеризованных отложений верхнего девона. Все приведенные факты обязывают нас однозначно решать вопрос о возрасте второй толщи метаморфизованных пород в пользу их отнесения к кокдзотской свите протерозоя. Относительный возраст двух выделенных в протерозое толщ достоверно установить не удалось. Условно вторая толща считается более молодой. Никаких выводов, основанных на распространении выходов разновозрастных толщ, соотношения между которыми не ясны, в дальнейшем делать не будем.

Второе поле выходов протерозоя весьма мало по площади — около 8 км². Оно находится в центре района в ядре Булакбетской антиклинали. Здесь обнажены кислые вулканогенные породы, главным образом кварцевые порфиры и альбитофиры белого, светло-серого, светло-зеленого и фиолетового цвета и конгломераты из их обломков. Встречаются прослои туфогенных песчаников, некоторые песчаники имеют фиолетово-красный цвет и похожи на более молодые красноцветные песчаники девонского возраста. Все слои наклонены под углом от 45 до 80°. Выход со всех сторон ограничен тектоническими разрывами. Видимая мощность вулканогенных пород не меньше 800 м. Протерозойский возраст принимается условно, поскольку обломки таких же кислых эффузивных пород встречаются в конгломератах, отнесенных нами к нижнему кембрию и поскольку в вышележащих отложениях в пределах Байджансайского района подобных лав, по-видимому, нет. Мощные толщи метаморфических и карбонатных пород известны и в других частях Каратау. Известны и вулканогенные породы. На северо-западе хр. Каратау имеются граниты, прорывающие протерозой и вместе с тем трансгрессивно перекрытые конгломератами кембрия. Поэтому можно уверенно говорить, что в протерозое вся площадь хр. Каратау относилась к числу весьма подвижных участков земной коры. Здесь происходили значительные опускания коры и накапливалась мощные толщи терригенных пород, что свидетельствует о существовании поднятий по соседству с данным прогибом. Позднее происходило складкообразование и внедрение гранитных и иных интрузий. В протерозое проявился вулканизм. В конце протерозоя происходили поднятие территории Каратау и ее размыв.

Глава 5

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП — ОТ ПРОТЕРОЗОЯ ДО СЕРЕДИНЫ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Геологи, работавшие до нас в Байджансайском районе, выделяли в его пределах ордовикские породы на основании литологической аналогии с соседними районами северо-западного Каратау и Боролдайского хребта, где были найдены руководящие окаменелости. В 1951 г. мы совместно с И. В. Александровым и М. С. Пичутиным выявили, что во многих местах Байджансайского района среднепалеозойские отложения залегают параллельно с нижнепалеозойскими. Поэтому мы считали, что в разрезе могут присутствовать не только ордовикские, но и вышележащие силурийские и нижнедевонские отложения. Затем Г. И. Макарычев и М. М. Страчков, изучавшие нижний палеозой северо-западного Каратау и Боролдайского хребта, провели ряд маршрутов в Байджансайском районе и предложили по литологическим признакам выделять здесь кембрийские отложения. Г. И. Макарычевым была составлена первая схематическая карта части выходов нижнего палеозоя, на которой были указаны нижне-, средне- и верхнекембрийские породы. После этого Л. В. Беляков, М. М. Страчков, Е.П. Успенский, А. Град и автор заново исследовали выходы нижнего палеозоя и составили новую геологическую карту района. Вследствие сложной тектоники и большого количества разрывов, ни в одном месте в Байджансайском районе не удалось обнаружить цельного стратиграфического разреза нижнего палеозоя, на примере которого можно было бы установить нормальную стратиграфическую последовательность залегания различных литологических комплексов. Не удалось найти и руководящих окаменелостей. Однако совокупность известных данных о выходах нижнего палеозоя не противоречит условному выделению всех основных подразделений разреза кембрия. Более того, в некоторых местах видна своеобразная последовательность залегания литологических пачек, известная в Каратау только в кембрии. Поэтому мы считаем теперь, что в Байджансайском антиклинории имеются выходы кембрия. В результате их картирования выявилась каледонская структура, которая существенно отличается от герцинской, несмотря на существование участков с параллельным залеганием среднего палеозоя и непосредственно подстилающих его ордовикских и кембрийских отложений. Предположение о существовании в разрезе силура и нижнего девона не подтвердилось.

Разрез отложений, отнесенных к нижнему палеозою, состоит из трех частей.

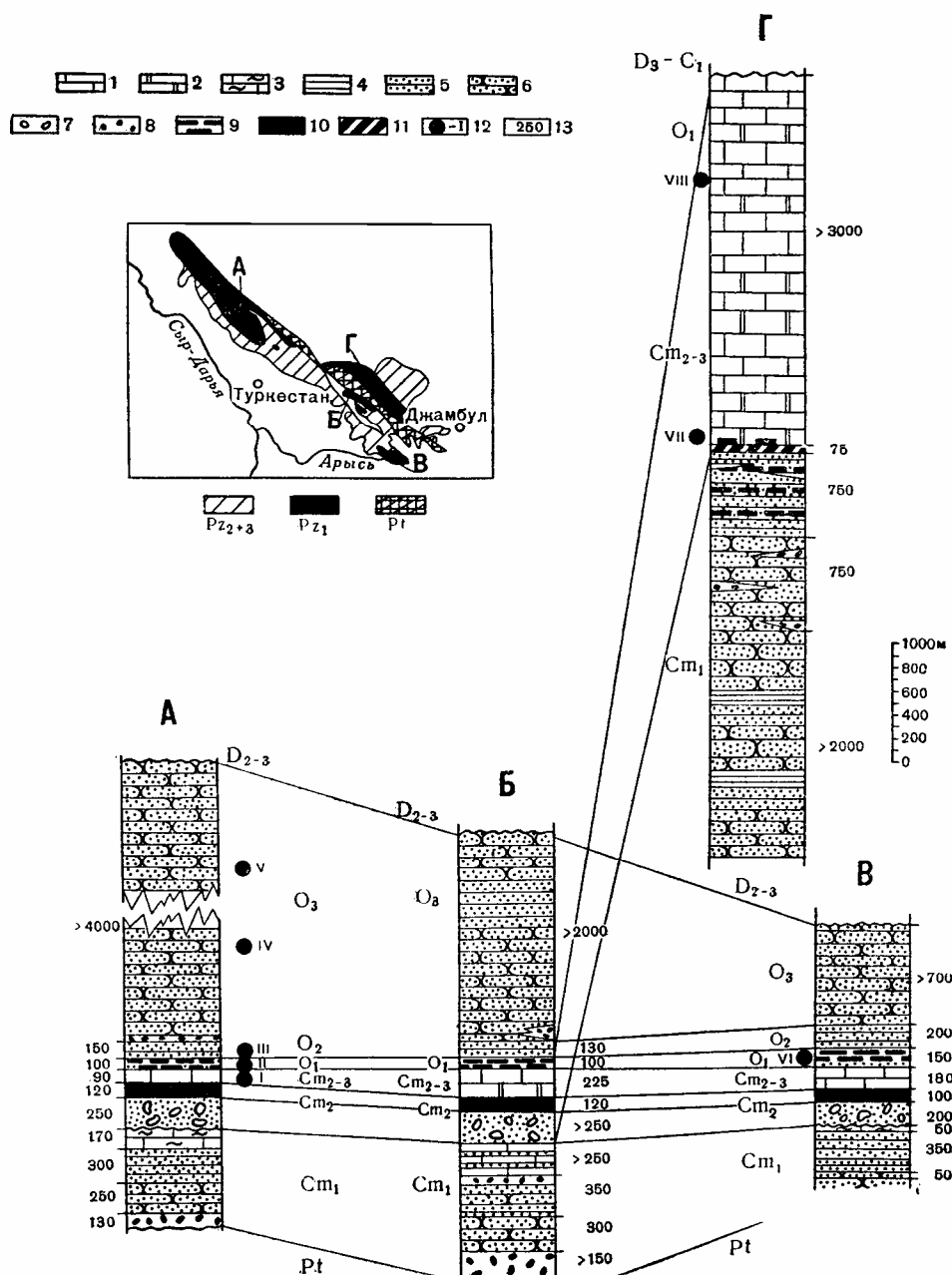
Первую часть обособленную нами в качестве нижнего стратиграфического комплекса в ядре Булакбетской антиклинали (верховье р. Бозбутаг) еще в 1950–1951 гг., слагают конгломераты (более 150 м), которые вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов (300 м), алевролитовыми сланцами с прослоями известковистых алевролитов и известковистых песчаников (300–400 м), крупнозернистыми песчаниками и конгломератами (40 м) и, наконец, известково-глинистыми сланцами и тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с алевролитовыми сланцами (более 200 м). Эта часть разреза составляет как бы первый маккоритм, который выделялся рядом исследователей с незначительными изменениями в разных районах Каратау (фиг. 5). Руководящих окаменелостей в этих породах нигде не найдено. Поскольку в следующей части разреза содержатся остатки средне- и верхнекембрийской фауны, принято данную часть разреза относить к нижнему кембрию. На северо-западе Каратау конгломераты лежат трансгрессивно на протерозое, в Байджансайском районе подошва конгломератов не обнажена.

Вторая часть разреза байджансайского нижнего палеозоя начинается снова с конгломератов (больше 250 м), имеющих своеобразное «тиллитоподобное» сложение. Во многих местах тектонической зоны Большого Каратау, в том числе и в Байджансайском районе, основную массу пород составляют алевролиты, в которых рассеяны отдельные крупные обломки различных пород. Состав, величина и окатанность обломков различные. В тектонической зоне Малого Каратау этих конгломератов практически нет.

Выше тиллитоподобных конгломератов по всей площади зоны большого Каратау распространена поразительно выдержанная пачка кремнистых, углисто-кремнистых и известково-углисто-кремнистых тонкослоистых пород с повышенным содержанием фосфора и ванадия. Мощность данной пачки в Байджансайском районе около 120 м, в других районах от 60 до 120 (см. фиг. 5). В тектонической зоне Малого Каратау аналогичное стратиграфическое положение занимает пачка, содержащая фосфориты. Она состоит из пласта бурых на поверхности светло-серых доломитов, сменяющихся пластом слоистых кремней, горизонтом черных искристых на свежем изломе фосфоритов со стяжениями кремней, на котором лежит пласт железисто-марганцовых известняково-доломитных пород с линзами кремней. Общая мощность данной пачки от 1 до 75 м. Вторая часть разреза Байджансайского района завершается толщей карбонатных пород — перекристаллизованных и мраморизованных известняков и доломитов (200—250 м). Доломиты сильно железисты. Они обычно преобладают в нижней части толщи. Такая же карбонатная толща известна на всей площади Большого и Малого Каратау. На северо-западе Каратау в средней части толщи В. В. Эзом найдены трилобиты верхних слоев среднего кембрия:

I. *Goniagnostus nathorsti* В г ö г е г, *Lejopyge laevigata* D a I м., *Peronopsis* sp.

Стратиграфическое положение этой находки отмечено цифрой I на фиг. 5. Особенно большую мощность имеет толща карбонатных пород в зоне Малого Каратау (более 3000 м). Здесь в ее основании П. Л. Безруковым в известково-кремнистых сланцах найдены среднекембрийские трилобиты из рода *Kootenia* (см. VII на фиг. 5). В верхней части толщи В. Н. Вебером обнаружены окаменелости нижнего ордовика (см. VIII на (фиг. 5): трилобиты *Iliaenus* n. sp. cf. *fallax* Ho1m, *Lichas (Amphilichas) bronnikovi* Web., *Apatoccephalus assai* Web., *Glaphurina strigata* We b., *Asaphidae* и брахиоподы *Orthis nipponica* K o b., *Raphinesquina* cf. *chosensis* Kob и др.



Фиг. 5. Схема сопоставления разрезов нижнего палеозоя Каратау. А – северо-западная часть Каратау (по С. Г. Анкиновичу, Г. И. Макарычеву, И. М. Салову, Е. П. Успенскому), Б – Байджансайский район (по Л. В. Белякову, М. В. Гзовскому, Г. И. Макарычеву, М. М. Страчкову, Е. П. Успенскому), В – Боролдайский хребет (по Т. В. Молчановой, Г. И. Макарычеву, М. М. Страчкову), Г – Малый Каратау (по П. А. Безрукову, Г. И. Ярмаку).

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – известняки, карбонатно-хлоритовые сланцы; 4 – аргиллиты; 5 – алевролиты и алевролитовые сланцы; 6 – песчаники; 7 – «тилитоподобные» конгломераты; 8 – конгломераты; 9 – яшмовидные кремнистые сланцы; 10 – углисто-кремнистые сланцы; 11 – кремнистые, фосфоритные и железисто-марганцовые карбонатные породы; 12 – слои, в которых найдены руководящие окаменелости (цифра указывает номер списка); 13 – средние мощности в метрах.

На промежуточном стратиграфическом уровне Г. И. Ярмаком собраны окаменелости верхних слоев среднего кембрия и нижних слоев

верхнего кембрия. Таким образом, вторая часть нижнепалеозойского разреза Байджансайского района может быть отнесена к среднему и верхнему кембрию. Выходы этих пород имеются во многих местах в ядрах всех трех главных антиклиналей. Известняки образуют скалистые выходы, хорошо прослеживаются при геологической съемке и позволяют выявлять детали структуры, образуемой нижнепалеозойскими породами.

Третья (верхняя) часть разреза нижнего палеозоя в Байджансайском районе сложена главным образом темно-зелеными граувакковыми песчаниками, в меньшей мере — алевролитовыми сланцами и лишь отчасти конгломератами, развитыми на северо-востоке вблизи Кокджотского горста. Видимая мощность этих отложений в Байджансайском районе больше 2000 м. Во всей зоне Большого Каратау данный комплекс пород распространен весьма широко. На северо-западе и в Бородайском хребте он содержит руководящие окаменелости нижнего, среднего и верхнего ордовика. В соответствии с обозначениями на фиг. 5, ниже приводятся следующие списки:

- II. *Dictyonema flabelliforme* var. nov.; *Triograptus* sp. nov.; *Didymograptus extensus* Hall.; *D. ex gr. hirundo*; *D. nicholsoni* Lapw. var. nov.; *D. uniformis* E a w.; *D. serratulus* (Hall) var *juvenalus* Ruld.
- III. *Acaniograptus ex gr. piscus* Ruld.; *Mastigograptus cf. circinalis* Ruld.; *Cliptograptus teretiusculus* var *konuricus* Pavlin.; *Dicronagraptus ramosus* var *longicaulus* Lapw.; *D. nicholsoni* Hopp.
- IV. *Mimella* sp.; *Dinorthis cf. kassini* Ruk.; *Rhynchotrema* sp.; *Armenoceras cf. aciaticum*. Endog. *Piloceras* sp.; *Ptilograptus geinitzianus* Hall.
- V. *Dinorthis* sp.; *Zygospira* (?) sp.; *Linuites* sp.; *Anastarphina* sp.; *Liospira* sp.; *Tropidodiscus* sp.
- VI. *Didymograptus simulans* Elles.; *D. gibberulus* Nich.; *D. gracilus* Torng.; *D. nicholsoni* var *planus* Elles.; *Phyllograptus anna* Hall.; *Tetragraptus bygsbyi* Hall.; *Hallograptus mucronatus* var *inutilis* Elles.

Для ордовикских отложений всей зоны Большого Каратау характерны малая мощность и относительно мелкообломочный состав нижнего отдела. Повсюду он отличается присутствием яшмовидных кремнистых сланцев, обнаруженных и в Байджансайском районе. В верхнем ордовике северо-западного Каратау, по данным Е. П. Успенского и И. Т. Александровой, господствуют наиболее грубообломочные породы — крупнозернистые ко-сослоистые песчаники. В тектонической зоне Малого Каратау имеется лишь нижний ордовик, представленный уже упоминавшимися карбонатными породами, мощность которых, по-видимому, достигает нескольких сотен метров.

Имеющиеся материалы по стратиграфии и литологии нижнего палеозоя Каратау достаточны для следующих заключений об истории тектонических движений.

Широкое распространение нижнекембрийских отложений свидетельствует о том, что после поднятия, происходившего в конце протерозоя, территория Каратау в нижнем кембрии испытала опускание. Грубообломочный характер нижней части нижнего кембрия можно объяснить лишь наличием значительных поднятий поблизости от области накопления осадков. Так как нижнекембрийские конгломераты и песчаники распространены вдоль всего Каратау, главные области размыва нужно предполагать за его пределами. Вероятно, они располагались параллельно современному хребту северо-восточнее и юго-западнее его границы. На северо-западе Каратау Л. В. Беляковым и Г. И. Макарычевым достоверно установлен край одной из таких областей. Другую область Л. В. Беляков намечает севернее Бородайского хребта в горах

Кулантау. В этих местах средний кембрий непосредственно налегает на протерозой. В пределах намечающейся области поднятия сейчас обнажаются древние кристаллические породы, относимые Н. И. Николаевым к наиболее древним в Каратау — к нижнему протерозою. Обломки этих пород входят в состав нижнекембрийских конгломератов. На прямой, соединяющей эти два участка, находятся выходы протерозоя Кокджотского горста. Поэтому Г. И. Макарычевым было предположено, что на месте этого современного горста еще в нижнем кембрии находилась область поднятия или же система отдельных поднятий. Северо-восточнее нее теперь находятся выходы нижнекембрийской каройской свиты Малого Каратау, юго-западнее — обнажения нижнего кембрия Байджансайского района. Если на месте Кокджотского горста находились поднятия, то конгломераты и песчаники двух указанных выходов нижнего кембрия должны состоять из обломков пород, слагающих горст. Как уже говорилось, горст образован исключительно однообразным комплексом кварц-хлорит-серицитовых кристаллических сланцев. В составе песчаников и конгломератов Малого Каратау обломки таких пород не имеют существенного значения. Песчаники там аркозовые, т. е. кварц-полевошпатовые; в конгломератах преобладают крупные обломки кварца и много кремней.

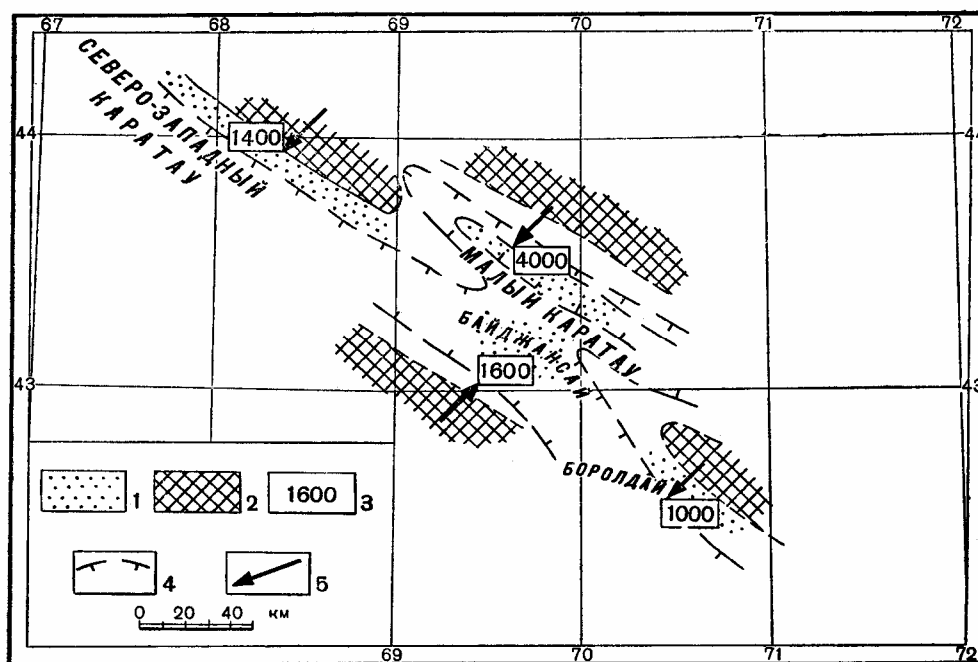
Состав кембрия Байджансайского района изучался нами в поле. Т. В. Молчанова произвела микроскопическое описание шлифов. В составе конгломератов выявлено большое количество галек кварца и гранитов, особенно лейкократовых. Встречаются обломки пегматитов. Много галек из кислых эффузивных пород — кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, не отличимых от тех, которые отнесены нами к протерозою. Этот протерозой обнажается не в Кокджотском горсте, а юго-западнее него и должен подстилать рассматриваемые конгломераты. Имеются в конгломератах гальки слюдистых кварцитов с кристаллами турмалина, кварц-серицитовые сланцы, мраморизованные известняки и мелкозернистые песчаники, состоящие главным образом из кварца, обломков кислых эффузивных пород и известняков.

В песчаниках, залегающих стратиграфически выше конгломератов, выявлен тот же состав обломков. Полимиктные песчаники светло-серого и светло-бурого цвета состоят из зерен кварца, альбита, кислых плагиоклазов, серицита, биотита, хлорита, турмалина, титанита. Много обломков кварцевых порфиров. В некоторых слоях количество зерен, состоящих из кварцевых порфиров, достигает 40—50%. Встречены зерна из кварцитов, серицитовых сланцев, известняков и лейкократовых микрогранитов. В нижней части разреза песчаников имеются прослои аргиллитов, алевролитов и известковистых алевролитов. Во всей толще встречаются зерна железистых карбонатов, которые в отдельных слоях особенно многочисленны.

При указанном составе конгломератов и песчаников нижнего кембрия Байджансайского района область размыва нужно представлять сложной разнообразными метаморфическими породами (кристаллическими сланцами, кварцитами, перекристаллизованными известняками), кислыми эффузивными и интрузивными породами. В области размыва на большой площади должны были обнажаться лейкократовые граниты. Такой областью размыва Кокджотский горст считать невозможно, так как в нем заведомо нет интрузий гранитов и нет мощных толщ кислых эффузивных пород.

Таким образом, нет оснований допускать наличие поднятий на месте Кокджотского горста в нижнем кембрии. Имеющиеся факты скорее опровергают, а не подтверждают такое мнение. Значит, поднятие,

выявленное на северо-западе Каратау, не протягивалось далеко на юго-восток, до Кулантау, а заканчивалось, не дойдя до Кокджотского горста. В итоге Байджансайский район и Малый Каратау представляются нам принадлежащими к одному нижнекембрийскому прогибу, который на месте Кокджотского горста, если и осложнялся, то зоной меньшего погружения, но во всяком случае не абсолютным поднятием. Поднятия, ограничивавшие этот прогиб с северо-востока и юго-запада должны были располагаться на месте современных подножий хребта (фиг. 6). В байджансайскую часть прогиба обломочный материал поступал с юго-запада.



Фиг. 6. Схема расположения кембрийских прогибов и поднятий в Каратау (по Л.В. Белякову, М. В. Гзовскому, М. М. Страчкову, Е. П. Успенскому, с использованием материалов С. Г. Анкиновича, П. А. Безрукова, Г. И. Макарьчева, Н. М. Салова, Г. И. Ярмага и др.).

1 — области распространения современных выходов кембрия (части кембрийских прогибов); 2 — предполагаемые области поднятия и размыва; 3 — общая мощность кембрия *; 4 — условные линии равных мощностей кембрия; 5 — направления сноса обломочного материала.

* В Малом Каратау мощность кембрия, возможно, достигает 6000 м.

На протяжении нижнего кембрия опускание земной коры усиливалось, из-за чего грубость и количество обломочного материала, поступавшего в прогиб, уменьшались. Поэтому в разрезе Байджансайского района конгломераты сменились песчаниками, а затем отложились алевриты с прослоями песчаников, содержащие редкие тонкие слои алевритистых известняков и кремнистых пород. В конце нижнего кембрия погружение захватило значительные части областей размыва и большое распространение в прогибе получили известковистые осадки, переслаивающиеся с алевритами и глинистыми сланцами. Общее опускание происходило неравномерно и временами подъем областей размыва усиливался, поэтому между алевритовой и карбонатной частями разреза нижнего кембрия в Байджансайском районе, т. е. на юго-западном крыле прогиба отложились грубозернистые песчаники и кон-

гломераты, имеющие местами тиллитоподобное сложение. Обломочный материал в них такой же, как и во всем нижнем кембрии — много гранитов и кислых эффузивных пород, встречаются основные эффузивные, углисто-кремнистые и карбонатные породы. Отмечены обломки песчаников. Увеличение грубости материала внутри нижнего кембрия известно и в Малом Каратау, находившемся на противоположной стороне прогиба.

Нужно отметить, что в северо-восточной части прогиба (Малый Каратау) условия осадконакопления несколько отличались от условий в его юго-западной части (Байджансайский район). Это проявилось в значительном окремнении осадков северо-востока и в образовании многочисленных слоев углисто-кремнистых и яшмовидных пород среди зеленых и фиолетовых алевролитовых сланцев. В Байджансайском районе таких пород в разрезе нижнего кембрия очень мало. Кроме того, на северо-востоке гораздо меньше карбонатных пород, чем на юго-западе. Для тектонической интерпретации этого различия заметим, что тонкослоистые и весьма тонкослоистые полосчатые алевролитовые сланцы средней части нижнего кембрия нужно считать довольно глубоководными осадками. Произошедшее в конце нижнего кембрия изменение осадконакопления, в результате которого на юго-западной стороне прогиба стали отлагаться карбонатные илы, отражает не только ослабление притока обломочного материала из областей размыва, но и обмеление моря в области осадконакопления на месте Байджансайского района и всего Большого Каратау. По-видимому, в нижнем кембрии северо-восточная часть прогиба (Малый Каратау) сильнее погружалась, чем юго-западная (Байджансайский район).

Благодаря большой скорости опускания земной коры и слабому поступлению обломочного материала из почти не поднимавшейся соседней области размыва, создавался глубоководный участок моря, располагавшийся на месте Малого Каратау. Геохимическая и гидродинамическая обстановка возле дна была здесь иной, чем в более мелководных участках моря. Оседавшие в глубоководном участке остатки планктона полностью не окислялись. Сохранение органического вещества явилось причиной углестости отдельных прослоев. При частичном разложении органического вещества, щелочность воды в иле и в придонном слое моря значительно снижалась, что должно было, во-первых, препятствовать растворению кремнистых остатков радиолярий и, во-вторых, способствовать химическому осаждению кремнезема из насыщенной им воды. Насыщенность кремнеземом воды всего морского бассейна обеспечивалась широким распространением выходов кислых интрузивных и эффузивных пород в области размыва и обилием кварца в составе морских осадков.

Упомянем еще одну геохимическую особенность нижнекембрийского бассейна Каратау — обилие железа в его осадках. В Байджансайском районе это проявилось в образовании железистых карбонатов и в исключительно большом количестве гематита в верхних 70—170 м алевролитовой части разреза. В фиолетовых песчаниках и алевролитах гематит составляет до 45% площади шлифа. Такое осаждение железа произошло одновременно на всей площади Каратау и, может быть, явилось следствием незначительного уменьшения глубины бассейна, которое могло способствовать установлению окислительной обстановки, необходимой для образования гематита. В Малом Каратау наиболее верхняя часть нижнего кембрия, соответствующая карбонатной части байджансайского разреза сложена фиолетовыми кремнисто-алевролитовыми сланцами, в которых на двух-трех стратиграфических уров-

нях известны линзовидные слои известняков. Связывая предполагаемое уменьшение глубины с тектоническими движениями, мы, таким образом, в пределах всего Каратау намечаем следы замедления опускания или слабо поднятия в конце нижнего кембрия. В Байджансайском районе это вызвало накопление фиолетовых алевролитов, песчаников и конгломератов, а затем карбонатных пород, а в Малом Каратау — появление фиолетовых кремнистых алевролитов с редкими прослоями известняков.

В начале среднего кембрия произошло усиление опускания земной коры в области прогиба. Из-за этого карбонатное осадконакопление прекратилось. Кроме того, прогиб несколько расширился и распространился на края областей размыва в северо-западном Каратау и Кулантау. Последнее доказывается трансгрессивным залеганием нижней части среднего кембрия на протерозое. Усиление опускания прогиба, как это часто бывает, сопровождалось усилением подъема внутренних частей областей размыва. Поэтому, несмотря на ускорившееся опускание прогиба, грубость осадков увеличилась. Одновременное усиление роста и поднятий и прогибов создало большие уклоны дна моря, при которых стали возможными оплывание, оползание и обваливание отдельных участков дна и глыб. В результате на склонах прогиба совместно накапливались и тонкий алевролитный материал и слабо окатанные обломки, гальки и глыбы, образовавшие в нем отдельные включения. Так, по нашему мнению, создались тиллитоподобные конгломераты среднего кембрия. Они аналогичны «дикому флишу» и горизонтам с глыбовыми включениями, широко распространенным на Кавказе и в Альпах в мезозойских и третичных отложениях. Происхождение обсуждаемых конгломератов среднего кембрия Каратау первоначально объяснялось Д. В. Наливкиным (1924) ледниковыми процессами. Затем Г. И. Макарьчев (1947) предложил считать их «конгломератами свала». Последняя точка зрения представляется нам более правильной. На Кавказе и в Альпах такие образования никогда не считались ледниковыми, поскольку остатки фауны определенно свидетельствуют о жарком климате, а палеогеография исключает предположение о существовании высоких горных хребтов.

Образование тиллитоподобных конгломератов происходило главным образом в юго-западной стороне прогиба. Обломки, входящие в состав конгломератов, поступали с тех же областей размыва, которые были выявлены для нижнего кембрия. Для северо-западного Каратау это было отмечено Г. И. Макарьчевым. В Байджансайском районе в конгломератах, как и в нижнем кембрии, нами встречены обломки лейко-кратовых гранитов и кварцевых порфиров и альбитофиров. Кроме того, обнаружены метаморфические амфибол-хлорит-плагиоклазовые породы, кремнистые породы, песчаники и алевролиты нижнего кембрия. Следовательно, вблизи Байджансайского района в начале среднего кембрия прогиб не расширился, как на северо-западе Каратау, а несколько сузился, поэтому часть нижнекембрийских отложений подверглась размыву на его краю.

В середине среднего кембрия опускание земной коры еще усилилось и выразилось в двух формах — в углублении прогибов и в прекращении роста поднятий и их частичном погружении. В результате последнего поступление обломочного материала в прогибе почти прекратилось. Из-за большой глубины бассейна карбонатное осадконакопление не могло развиваться и происходило медленное осаждение относительно глубоководных кремнистых илов. Как и в нижнем кембрии, кремнистые илы содержали органическое вещество, превратившееся затем в угли-

стый материал.. На северо-востоке в наиболее глубокой части прогиба, кроме кремнистого материала, осаждались фосфориты химического происхождения. На юго-западной стороне прогиба фосфориты также образовались, хотя и в незначительном количестве. Поскольку химическое осаждение фосфоритов считается происходящим на глубине порядка 100 ± 50 м, мы считаем такой же глубину отложения углисто-кремнистых пород среднего кембрия. Учитывая относительную глубоководность осадков по сравнению с карбонатными породами, скорее всего нужно остановиться на глубине около 150 м. Повышенное (против кларкового) содержание в них ванадия объясняется тем, что этот подвижный элемент обычно концентрируется в породах, богатых органическими веществами — битумами и углями. Его скопления в таких породах могут иметь инфльтрационное или биохимическое происхождение, возникают они вблизи тех областей размыва, в которых обнажаются основные и щелочные магматические породы, содержащие минералы, богатые ванадием: магнетиты титаномангнетиты, пироксены, эгирины (А. Е. Ферсман, 1953, 1955). Такова, например, обстановка накопления ванадия в мезозойских углях Приуралья. В кембрийский бассейн Каратау ванадий мог поступать из находившихся рядом с ним областей поднятия, где на протяжении длительного времени размывались крупные массивы интрузивных пород. Наряду с кислыми, здесь имелись и основные породы, известные на северо-западе Каратау. Вероятны и щелочные интрузии. Вполне возможно, что среди изверженных пород обнажались и основные, подобные тем, которые на Урале содержат богатые ванадием шпиделииты титаномангнетита. Намеченные нами области размыва, одна из которых находилась на месте северо-восточного подножья Малого Каратау, другая — на месте юго-западного подножья Большого Каратау, третья — на линии северо-западного продолжения Кокджотского горста, а четвертая — в Кулантау, не могли быть одинаково богатыми источниками ванадиевых растворов. Поскольку нижнекембрийские углисто-кремнистые породы, накапливавшиеся вблизи области размыва северо-восточного подножья Малого Каратау, не отличаются повышенным содержанием ванадия, надо думать, что ванадий поступал с одной из других областей размыва.

В конце среднего кембрия глубина осадконакопления уменьшилась, вероятно, в результате незначительного поднятия области прогиба, после чего происходило медленное опускание. Благодаря уменьшившейся глубине бассейна и по-прежнему незначительному поступлению терригенного материала, широкое распространение получили карбонатные осадки. Среди них много доломитов и железистых карбонатов. Эти условия осадконакопления сохранились и на протяжении верхнего кембрия. Конец среднего кембрия и верхний кембрий были временем образования основной карбонатной формации каледонского этапа. Наибольшее развитие погружений земной коры, по-видимому, должно отмечаться несколько раньше — в середине среднего кембрия, когда прогибы погружались более интенсивно. Таким образом, карбонатная формация каледонского этапа отмечает начало усиления поднятий.

В нижнем ордовике проявления поднятий несколько усилились. В юго-западной части прогиба, т. е. в Большом Каратау стал снова накапливаться терригенный алевролитный и глинистый материал, хотя на северо-востоке продолжалось отложение карбонатных осадков. Терригенный материал приходится считать поступавшим в Байджансайский район с юго-запада со старой области размыва. По-видимому, одновременно с незначительным усилением этого древнего поднятия произошло как бы компенсирующие его ускорение опускания юго-западной

части прогиба, в которой на большой площади произошло отложение относительно глубоководных кремнистых сланцев.

Начиная со среднего ордовика, расположение областей поднятия и опускания сильно изменилось. До рассмотрения нового плана движений, отметим некоторые общие особенности кембрийских движений.

Прежде всего важно, что на месте Каратау констатируется довольно узкий прогиб, по обе стороны которого следует предполагать зоны поднятий. Ширина прогиба была, по-видимому, 50—60 км, как это часто бывает в геосинклинальных областях. Мощность одного нижнего кембрия, измеренная от мелководных базальных конгломератов до известняков, отложившихся на глубине, по-видимому, меньше 100 м, составляет в юго-западной части прогиба 1000—1500 м, а в северо-восточной — около 3500 м. Если считать, что на нижний кембрий приходится одна треть общей продолжительности кембрийского периода, длившегося 65 млн. лет, то средняя скорость накопления осадков и погружения земной коры внутри прогиба для Байджансайского района около 50 м за 1 млн. лет, а для Малого Каратау — до 150 м в млн. лет.

В течение среднего и верхнего кембрия общая мощность накопившихся осадков в Байджансайском районе около 600 м, а в Малом Каратау примерно 2000 м. Соответственно средняя скорость погружения в Байджансайском районе уменьшилась до 15 м в 1 млн. лет, а в Малом Каратау — до 50 м за такое же время. Ясно, что средние скорости во много раз (10—100 раз) меньше истинных скоростей поднятий и опусканий, сложно чередовавшихся во времени. Забегая вперед, можно отметить, что для отдельных коротких промежутков времени в герцинском этапе средняя скорость опускания оказывается близкой по величине. Так, для одного фаменского века в Байджансайском районе средняя скорость опускания около 70 м в 1 млн. лет, а для внутренней части зоны Большого Каратау во всяком случае не больше 260 м в 1 млн. лет. Для нижнетурнейского времени в Байджансайском районе средняя скорость опускания около 200 м в 1 млн. лет. Следует учесть, что, вычисляя средние скорости для фаменского и нижнетурнейского времени, мы брали промежутки времени в 4—6 млн. лет, а при вычислениях для кембрия рассматривали по 20—40 млн. лет. За счет одного этого фактора средние скорости для кембрия должны быть в несколько раз меньше, чем для фаменского и нижнетурнейского времени. Принимая во внимание последнее обстоятельство, можно думать, что средняя скорость погружения внутри прогибов в кембрии была не в два-четыре, а в несколько меньшее число раз медленнее, чем в среднем палеозое. Конечно, в течение разных промежутков времени скорость была разной и временами она была небольшой. Одним из коротких промежутков времени с малой скоростью опускания, возможно, было время накопления кремнистых пород в середине среднего кембрия. Однако доказать этого нельзя, так как граница между средним и верхним кембрием находится внутри карбонатной толщи, а положение подошвы среднего кембрия палеонтологически еще не определено.

Разделение земной коры на чередующиеся прогибы и поднятия шириной в несколько десятков километров и близкая величина средней скорости опускания внутренних частей прогибов в кембрии и в среднем палеозое, когда зона Большого Каратау являлась геосинклинальной, нам кажутся, достаточными фактами для того, чтобы сохранить старое представление о принадлежности территории Каратау к геосинклинальной области в течение всего каледонского этапа. Высказывавшееся некоторыми исследователями (Пейве, 1948, Пейве и Сеницын, 1950)

мнение о платформенном состоянии коры на месте Каратау в течение кембрия не согласуется с приведенными фактами. В доказательство платформенного состояния приводились: 1) малые мощности; 2) выдержанность разреза на больших расстояниях.

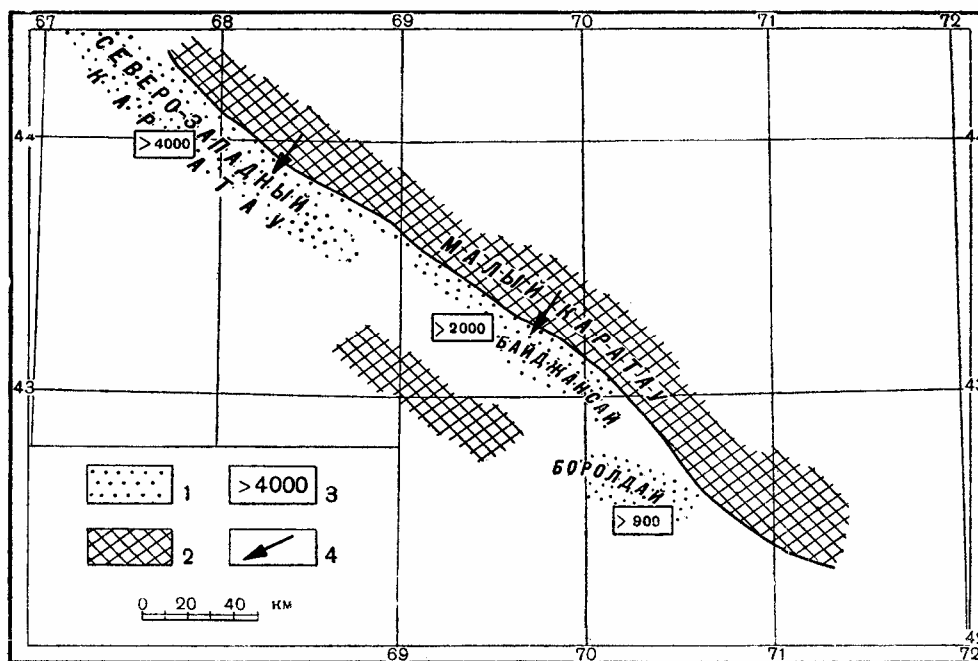
Однако рассматривавшиеся маломощные разрезы свойственны крыльям поднятий и прогибов, где мощности должны быть небольшими и в геосинклинальных областях. Во внутренней части прогиба — в Малом Каратау — мощности всех трех отделов кембрия большие (3500, 500, 2000 м). Сопоставления разрезов производились вдоль простирания одного прогиба, оттого разрезы и оказались сходными. Сопоставляя разрезы Байджансайского района и Малого Каратау, можно видеть существенные изменения фаций и мощностей на расстоянии в 20—30 км вкост простирания того же прогиба.

Продолжим рассмотрение истории ордовикских тектонических движений. Усиление восходящих движений, наметившееся в нижнем ордовике, сменилось в среднем ордовике подъемом всей тектонической зоны Малого Каратау. Осадконакопление в этой зоне прекратилось и вместо него здесь начался размыв. То же происходило и в верхнем ордовике. Соседняя тектоническая зона Большого Каратау, являвшаяся юго-западной краевой частью бывшего в кембрии прогиба, не испытала поднятия. Более того, она, как бы компенсируя подъем зоны Малого Каратау, начала интенсивнее, чем в середине и в конце кембрия погружаться. По данным Е. П. Успенского и И. Т. Александровой, мощность отложений среднего и верхнего ордовика на северо-западе Большого Каратау достигает 4000—5000 м. В Байджансайском районе мы считаем ее больше 2000 м. Следовательно, средняя скорость опускания для Байджансайского района не меньше 60 м в 1 млн. лет, а для северо-западного Каратау она, по видимому, доходила до 160 м в миллион лет. Тектоническая зона Большого Каратау, к которой относится и Байджансайский район, в среднем и верхнем ордовике являлась краевым прогибом (по терминологии В. В. Белоусова). Накапливавшиеся в ней песчаники и алевролиты соответствуют верхней терригенной формации. Одним из источников терригенного материала служило центральное поднятие Малого Каратау. Это доказывается значительным сокращением мощностей осадков в северо-восточном направлении и появлением конгломератов вблизи Малого Каратау. Такие изменения в разрезе были описаны на северо-западе Каратау Л. В. Беляковым, Г. И. Макарычевым, Е. П. Успенским и И. Т. Александровой. В Байджансайском районе конгломераты были встречены нами в ордовике только на северо-востоке в верховьях правых притоков р. Чаян. Другой источник терригенного материала может предполагаться юго-западнее Каратау (фиг. 7).

Отложения силура (готландия) и нижнего девона во всем Каратау отсутствуют. В этом отношении зона Большого Каратау отличается от остальной части срединной зоны Западного Тянь-Шаня. С. С. Шульц (1938) и В. И. Попов (1938) считают силур и нижний девон входящими в стратиграфический разрез ряда районов, находящихся на простирании зоны Большого Каратау к юго-востоку. Повсеместное отсутствие силура в Каратау свидетельствует о расширении того поднятия, которое в ордовике охватывало Малый Каратау. В силуре зона Большого Каратау присоединилась к этому поднятию. Продукты размыва обеих поднимавшихся тектонических зон выносились за пределы Каратау.

Анализируя условия залегания среднего палеозоя и его соотношения с нижним палеозоем, можно установить, что в зоне Малого Каратау

между нижним ордовиком и средним девоном произошло значительное складкообразование и развитие многочисленных крупных тектонических разрывов. В зоне Большого Каратау складкообразование также имело место, но основное его проявление могло быть лишь в силуре и нижнем девоне. Наличие каледонской складчатости и углового несогласия между нижним и средним палеозоем Каратау давно известны,



Фиг. 7. Схема расположения прогибов и поднятий в Каратау в среднем и верхнем ордовике.

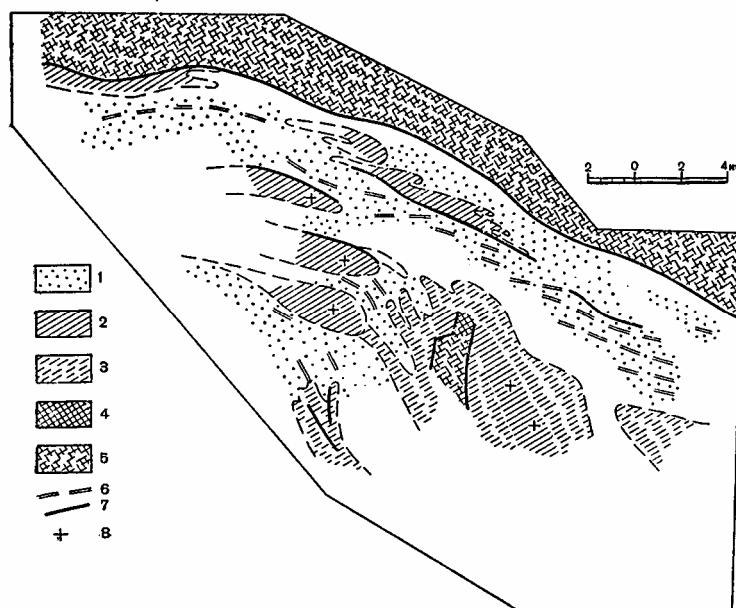
1 — области распространения современных выходов среднего и верхнего ордовика (части ордовикского прогиба); 2 — область поднятия и размыва; 3 — нижний предел мощности; 4 — направление сноса обломочного материала.

однако конкретная характеристика каледонской складчатости Байджансайского района до сих пор отсутствовала. Интересные новые данные получены Е. П. Успенским и И. Т. Александровой на северо-западе Большого Каратау.

В целом каледонская складчатость создала на месте Каратау крупный сложно построенный антиклинорий, в осевой части которого сформировался Кокджотский горст. Внутренняя часть антиклинория оказалась наиболее поднятой на северо-западе и на юго-востоке Каратау. В средней части (западнее Байджансайского района) находилась наименее поднятая часть ядра общего антиклинория. Северо-восточнее горста в Малом Каратау создано несколько параллельных ему крупных антиклинальных полос. В каждой из них юго-западные крылья подвернуты и осложнены крупными разрывами. Поэтому преобладающим оказалось падение слоев на северо-восток (см. фиг. 2). Вдоль юго-западной границы Кокджотского горста в Байджансайском районе нами выявлен ряд каледонских складок (фиг. 8). Крылья многих из них были весьма крутыми, или вертикальными. Наряду со складками изоклинального типа, в четырех местах нужно предполагать коробча-

тые антиклинали с широкими пологими сводами. Среднепалеозойские отложения на сводах этих складок залегают параллельно верхнекембрийским известнякам.

В северо-западном Каратау кайнозойские отложения скрывают под собой палеозойские породы, находящиеся в зоне Малого Каратау, и виден здесь лишь узкий юго-западный край этой зоны, ограниченный



Фиг. 8. Схематическая палеогеологическая карта Байджансайского района для нижнего девона (по А. В. Белякову, М. В. Гзовскому, М. М. Страчкову и Е. П. Успенскому)

Возраст пород, непосредственно подстилающих средний палеозой: 1 — ордовик; 2 — преимущественно кембрий; 3 — предполагается кембрий; 4 — протерозой; 5 — предполагается протерозой; 6 — простираение каледонских складок; 7 — разрывы предположительно каледонского возраста; 8 — участки горизонтального залегания слоев после каледонского складкообразования.

Главной Каратауской зоной разрывов. В этой полосе, пограничной между зонами Малого и Большого Каратау, развиты узкие линейные каледонские складки, обычно прямые и изоклиналильные. Местами заметно слабое опрокидывание их на северо-восток. С удалением на юго-запад в глубь зоны Большого Каратау каледонская складчатость значительно ослабевает и превращается в совокупность широких пологих брахиантиклиналей.

Поскольку в Малом Каратау непосредственно северо-восточнее Главной Каратауской зоны разрывов девонские песчаники налегают на протерозой, а в юго-западном крыле этой зоны они покрывают ордовик, очевидно, что данная зона была отчетливо выражена на дневной поверхности еще в конце каледонского этапа. Доказательства более раннего ее существования пока еще недостаточны. Кроме того, может быть намечен ряд других каледонских разрывов. Для Байджансайского района это сделано на фиг. 8.

Каледонские интрузии имеют в Каратау незначительное распространение. В Байджансайском районе обнаружить их не удалось.

Таким образом, на протяжении нижнего палеозоя на территории хр. Каратау проявился комплекс тектонических движений, свойственный законченному этапу развития каледонских геосинклинальных областей. В течение кембрийского периода усиливались нисходящие движения и развился крупный прогиб, ограниченный с северо-востока и юго-запада, а также осложненный внутри, участками поднятия. В общем северо-восточная часть прогиба опускалась быстрее, чем юго-западная. Это отразилось на фациях и мощностях отложений и создало одно из отличий зоны Большого Каратау от зоны Малого Каратау. На протяжении ордовикского и силурийского периодов усиливались восходящие движения земной коры. В ордовике наиболее погрузившаяся северо-восточная часть прогиба стала подниматься, одновременно происходило усиленное опускание юго-западной части прогиба (зоны Большого Каратау). В силурии восходящие движения усилились и зона Большого Каратау стала подниматься. К концу нижнего девона поднятие земной коры прекратилось и на значительной части Каратау образовался выровненный рельеф. Наибольшее общее поднятие испытала зона Малого Каратау, где на значительной площади были обнажены нижний кембрий и протерозой. В менее поднятой зоне Большого Каратау преобладали выходы ордовика. Одновременно с поднятиями в обеих частях Каратау развились каледонская складчатость и разрывы. Наиболее интенсивно они проявились вдоль границы двух частей Каратау.

Глава 6

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП — ОТ СЕРЕДИНЫ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА ДО КОНЦА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

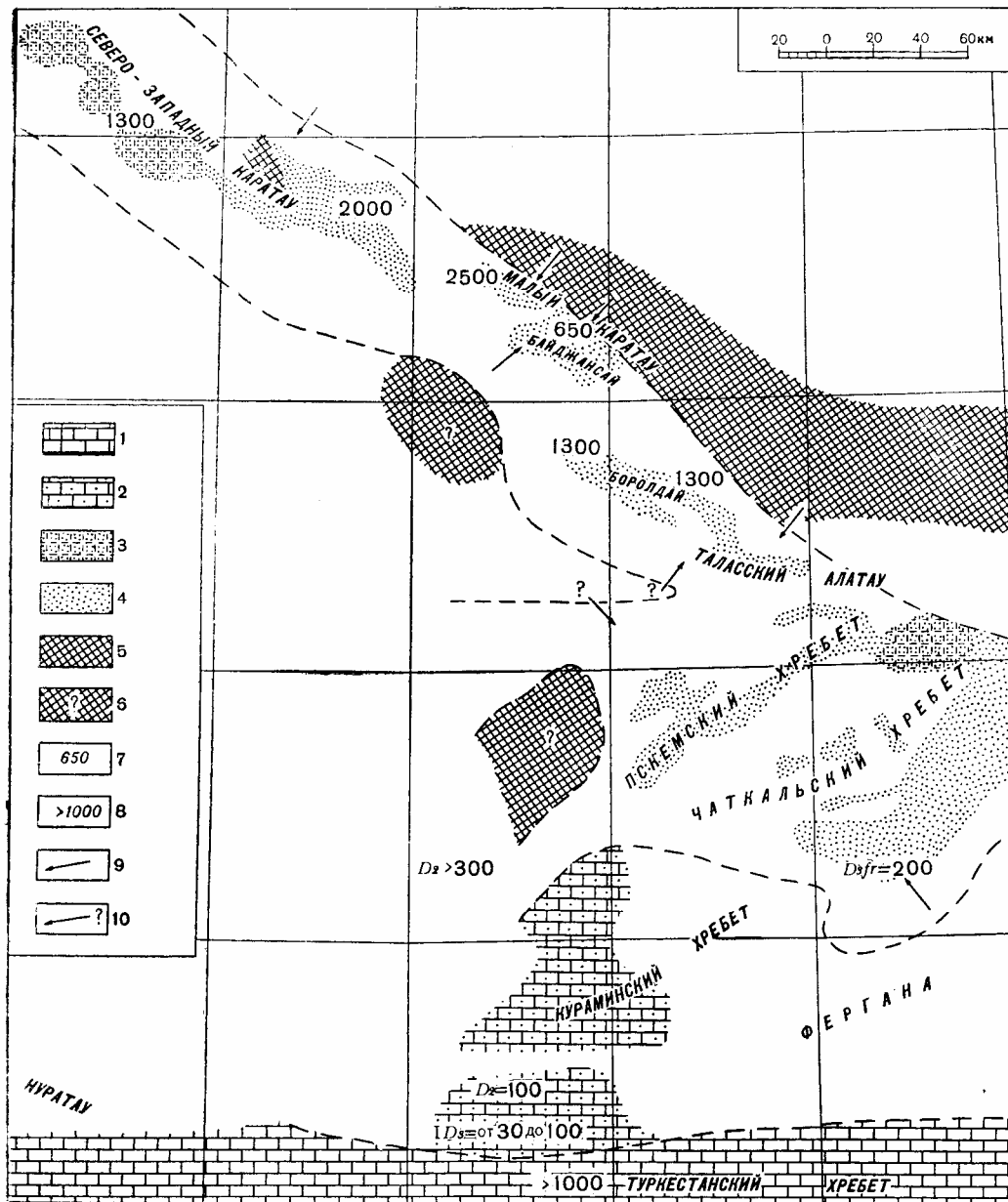
СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА И ФРАНСКИЙ ВЕК

В пределах всего Большого Каратау и находящейся юго-восточнее обширной территории, включающей юго-западную часть Таласского хребта, Пскемский и Угамский хребты и северо-восточную часть Чаткальского хребта, стратиграфически выше ордовикских или силурийских отложений развит комплекс терригенных красноцветных и пестроцветных пород, подстилающих известняковую свиту фаменского и турнейского ярусов (фиг. 9). Этот комплекс пород В. Н. Вебер назвал тюлькубасской свитой.

В Большом Каратау почти повсеместно тюлькубасская свита налегает на нижележащие ордовикские породы с заметным угловым несогласием. От ордовика она отличается красной окраской и отделена от него поверхностью несогласия. От карбонатного фаменского яруса ее отличает терригенный состав.

В Байджансайском районе в 1950 и 1951 гг. нами было выявлено, что тюлькубасские отложения в ряде участков залегают параллельно со слоями более древних пород, возраст которых теперь считается нижнепалеозойским. Такие же соотношения в некоторых участках были описаны в Центральном Каратау А. В. Беляковым, В. В. Эзом, Е. П. Успенским. В Боролдайском хребте они отмечены М. И. Арсовским. Это явление объясняется нами тем, что после каледонской складчатости имелись места с горизонтальным залеганием слоев, которые соответствовали плоским сводам крупных коробчатых антиклиналей и внутренним частям широких синклиналей. В таких местах поверхность денудации, создавшаяся к концу силурийско-нижнедевонского перерыва, была параллельной слоистости в нижнем палеозое. Накопившиеся на ней слои тюлькубасских отложений оказались параллельными слоистости в нижнем палеозое.

В северо-западном Каратау на р. Алачапак Н. А. Бубличенко в тюлькубасских красноцветах нашел окаменелости, по которым можно судить о верхнедевонском возрасте этих пород. Кроме того, Н. А. Бубличенко на г. Акмая в известняках, залегающих в верхней части свиты, были обнаружены спириферы и продуктусы верхнедевонского возраста. Намного юго-восточнее нашего района, на территории юго-западных



Фиг. 9. Схема фаций и мощностей среднедевонских и франских отложений северо-западной части Тянь-Шаня. Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

1 — морские известняки; 2 — морские известняки и доломиты с прослоями и примесями песчаного и глинистого материала; 3 — континентальные и прибрежноморские песчаники, конгломераты и глинистые сланцы с прослоями карбонатных пород; 4 — континентальные и прибрежноморские песчаники и конгломераты; 5 — область отсутствия среднего девона и франского яруса, испытавшая поднятие и размыв во время их отложения; 6 — предполагаемые области поднятия и размыва в среднем девоне и франском веке; 7 — полная истинная мощность среднего девона и франского яруса в метрах; 8 — наибольшая видимая мощность среднего девона и франского яруса в метрах; 9 — направление сноса обломочного материала; 10 — предполагаемое направление сноса обломочного материала.

Штриховки, обозначающие фации отложений, нанесены только в областях развития выходов среднего девона и франского яруса.

отрогов Северного Тянь-Шаня, в верхней части тюлькубасской свиты были найдены франские окаменелости (остаток рыбы *Bothriolepis*, *Spirifer anossofi* V e г n., *Sp. schülkei* K a y s. и др.).

Еще южнее, в зоне Кураминского и юго-западного окончания Чаткальского хребта, тюлькубасские красноцветы фациально замещаются известняками с фауной франского возраста.

Учитывая, что интересующие нас в данном случае породы залегают непосредственно под самыми нижними слоями фаменского яруса, что все найденные окаменелости определены как франские или как не опровергающие возможности франского возраста отложений, а также, что известняки, в которые фациально переходят эти отложения в Кураминском хребте заведомо франского возраста, можно вполне уверенно считать тюлькубасские породы и их стратиграфические аналоги относящимися к франскому ярусу.

Вопрос о нижней границе возраста этих отложений решить сейчас точно нельзя. Многие исследователи Средней Азии предполагают, что данные отложения могут отчасти относиться и к среднему девону. Ни ясных доказательств, ни убедительных опровержений такого мнения привести нельзя. Поэтому мы считаем, что возраст основной части разреза — франский, но не исключена возможность, что нижние слои их могут относиться и к среднему девону. Данные породы обозначаются индексом $D_{3fr} + D_2$ (?).

В Байджансайском районе франские и среднедевонские (?) породы обнажаются во многих местах. Многочисленные узкие выходы их тянутся вдоль северо-восточного крыла Аксуранской синклинали. На северо-западе района эти выходы расширяются, и почти вся синклинали оказывается сложенной тюлькубасскими красноцветами.

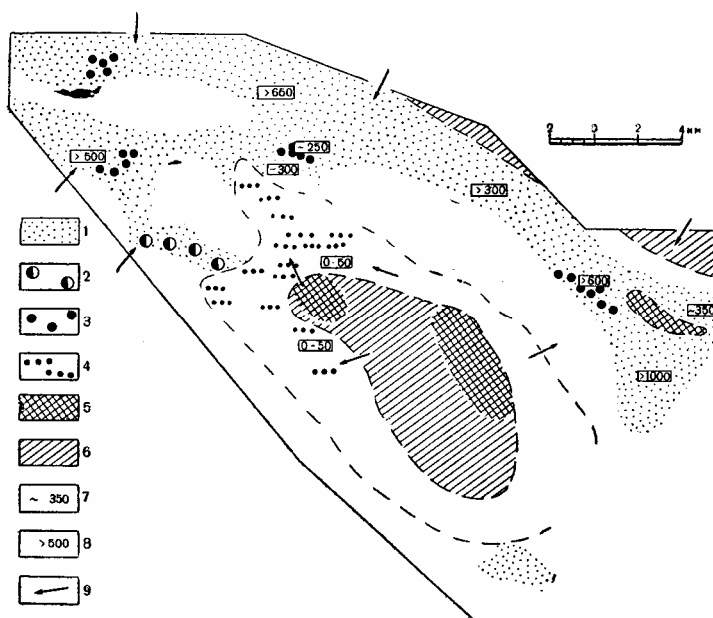
Юго-западнее выходы тюлькубасских красноцветов приурочены к северо-восточному крылу Мынчабырской антиклинали и к Иректауской структурной седловине между Кокпатасской и Мынчабырской антиклиналями, к северо-западной части Коксайской синклинали, к ядру Симбайсайской и северо-западной периклинали Булакбетской антиклиналей и к структурной седловине между ними, и, наконец, в середине района они находятся около его юго-западной границы, прерывающейся полосой, окаймляя выходы нижнего палеозоя в ядре Акбетской антиклинали.

На всей площади района нигде не было обнаружено признаков крупных пологих тектонических разрывов в подошве или внутри франско-среднедевонских (?) отложений. Обычно нижние слои содержат обломки тех более древних пород, на которых они в настоящее время залегают. Там, где они подстилаются верхнекембрийскими известняками, нижние слои представляют собой известняковые конгломераты. Эти отложения, безусловно, находятся в автохтонных условиях залегания.

Далее, были констатированы две фации франско-среднедевонских отложений.

Т ю л ь к у б а с с к а я фация красноцветных песчаников и пестроцветных конгломератов господствует на северо-востоке. Количество и грубость развитого в ней крупнообломочного материала возрастают по направлению к северо-востоку, по мере приближения к Кокджотскому горсту. Только вблизи его границы в красноцветах много угловатых, плохо окатанных обломков кремней и крупных глыб перекристаллизованных известняков. Широко распространены гальки из красных и розовых гранитов. Песчаники содержат много зерен калиевых полевых шпатов, хлорита и слюды, количество которых уменьшается по мере удаления к юго-западу. Уменьшается также и величина обломков в конгломератах.

Таким образом, устанавливается, что тюлькубасская фация образовалась в результате накопления обломочного материала, сносившегося с северо-востока из области современного Малого Каратау, где широко развиты слюдяные и хлоритовые сланцы, перекристаллизованные известняки, кремнистые породы и песчаники протерозоя, кембрия, нижнего ордовика и прорывающие их красные и розовые каледонские граниты



Фиг. 10. Схема фаций и мощностей франского яруса и среднего (?) девона Байджансайского района.

1 — континентальные и прибрежно-морские красноцветные и пестроцветные аркозово-граувакковые и полевошпатово-кварцевые песчаники и конгломераты, вверху — алевролиты (тюлькубасская фация); 2 — участок, в котором обнаружены глыбы из красных гранитов; 3 — участки, в которых обнаружено наибольшее количество галек из красных гранитов; 4 — континентальные и прибрежно-морские темно-зеленые граувакковые песчаники с прослоями конгломератов (кожабекская фация); 5 — участки, на которых в разрезе отсутствуют франский ярус и средний девон; 6 — участки, на которых предполагается отсутствие франского яруса и среднего девона; 7 — мощности в метрах, измеренные не вполне точно (не рулеткой); 8 — видимые мощности в метрах; 9 — предполагаемое направление сноса обломочного терригенного материала. Штриховка нанесена только в местах распространения выходов франского яруса и среднего (?) девона.

(фиг. 10). Красный цвет тюлькубасских отложений обусловлен большим количеством водных окислов железа, входящих в состав цемента пород и красным цветом полевошпатовых зерен в песчаниках и гранитных гальках. По направлению к юго-западу красная окраска тюлькубасских отложений сменяется зеленой.

В центральной части Байджансайского района на северо-западном окончании Булакбетской антиклинали, в пределах кожабекской седловины, Джиландинской антиклинали и в ближайшей к ней части Акбетской антиклинали развиты грубозернистые граувакковые (полимиктовые) песчаники и конгломераты темно-зеленого цвета. Эти отложения состоят главным образом из обломков нижнепалеозойских пород, обнажающихся в ядре Булакбетской антиклинали, и из кислых эффузивных пород, выходящих в том же месте и имеющих протерозойский возраст.

Обломки гранитов найти очень трудно. Зеленый цвет отложений обусловлен зеленым цветом слагающих их обломков. В ядре Симбайсайской антиклинали видно переслаивание обычных красноцветных тьюллубасских конгломератов и песчаников с темно-зелеными песчаниками и конгломератами обсуждаемых отложений. По направлению на юго-восток вдоль северо-восточного крыла Булакбетской антиклинали происходит выклинивание темно-зеленых конгломератов и песчаников, в результате чего карбонатные отложения фаменского яруса трансгрессивно ложатся непосредственно на протерозой и нижний кембрий. Перечисленные факты объясняются тем, что на месте Булакбетской антиклинали мы видим участок поднятия и размыва на протяжении времени накопления тьюллубасских пород (фиг. 11). Зеленые конгломераты и песчаники, образовавшиеся за счет размыва этого поднятия и отличающиеся от обычных тьюллубасских пород, называются нами *к о ж а б е к с к о й* фацией.

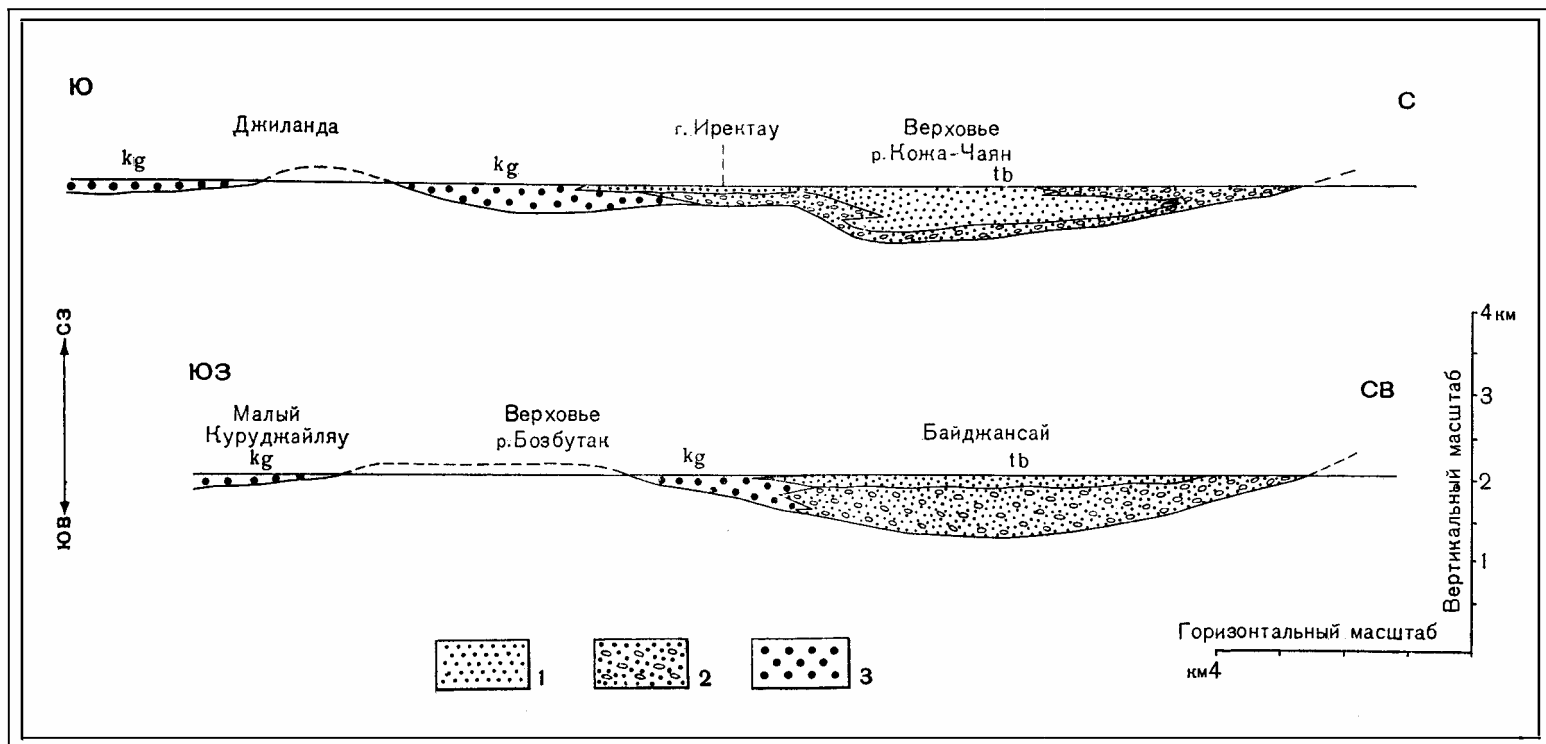
Второе место, где франско-среднедевонские осадки отсутствуют, в разрезе совпадает с ядром Ашасайской антиклинали. Здесь фаменские известняки залегают непосредственно на нижнем палеозое. Вследствие небольшой площади, это поднятие давало мало обломочного материала и не могло повлиять на фации окружавших его отложений.

На крайнем юго-западе района (в бассейнах рек Чаяна и Кокбастау) резко возрастает величина обломков в конгломератах тьюллубасской фации. Большая грубость конгломератов и наличие в их составе обломков не только песчаников и зеленокаменных пород, но и глыб красных и розовых гранитов размером до 1,5 м (в бассейне Чаяна) говорят о близости этой части района к области размыва. Вместе с тем с северо-востока, севера и юго-востока место развития глыб окружено достаточно обнаженными участками, на которых нет таких грубых осадков и господствуют песчаники или конгломераты, не содержащие обломков гранитов. Поэтому единственно возможное направление поступления глыб и крупных галек — это с юго-запада на северо-восток (см. Фиг. 10).

Таким образом, приходится предполагать, что юго-западнее Байджансайского района существовала область размыва, которая была сложена вулканогенными зеленокаменными породами, песчаниками, красными и розовыми гранитами с уже вскрытыми пегматитовыми жилами, обломки которых вошли в состав тьюллубасских конгломератов, развитых на крайнем юго-западе описываемого района. Перечень пород, вошедших в состав тьюллубасских конгломератов, очень похож на тот, который приводился для нижнего и среднего кембрия. Поэтому можно предполагать, что во франском веке продолжались подъем и размыв той же области, что и в кембрии.

Следует отметить, что обломочный материал поступал в Байджансайский район весьма неравномерно. Особенно крупнообломочные конгломераты развиты в тьюллубасской фации на крайнем северо-западе, на северо-востоке вблизи Байджансая и на юго-западе в бассейне Чаяна, около границы гор с Леонтьевской депрессией.

Во многих работах, касавшихся как всего Каратау, так и Байджансайского района, франско-среднедевонские породы считаются континентальными. Такая оценка условий их образования представляется неточной. Автор считает, что обсуждаемые осадки в изученном нами районе образовались не только в континентальных, но и в прибрежно-морских условиях. Данный вывод основывается на том, что в общем в этих осадках достаточно широко развита нормальная параллельная наслоенность пластов, а косослоистые песчаники встречаются довольно



Фиг. 11. Схематизированные стратиграфические разрезы франкских и среднедевонских (?) отложений Байджансайского района.

1 – континентальные и прибрежно-морские аркозово-граувакковые и полевошпатово-кварцевые красноцветные песчаники и алевролиты (тюлькубасская фация); 2 – конгломераты из обломков песчаников, гранитов, вулканогенных и карбонатных пород (тюлькубасская фация); 3 – граувакковые песчаники с прослоями конгломератов (кожабекская фация); *tb* – твдлькубасская фация; *kg* – кожабекская фация.

редко, лишь в верхней части разреза. Кроме того, вверх по разрезу эти породы сменяются заведомо морскими карбонатными осадками фаменского яруса. Наиболее высокие слои тюлькубасских отложений, часто представленные слабо известковистыми алевролитами красного и зеленого цвета, скорее всего являются прибрежно-морскими. Широкое развитие водных окислов железа и красный цвет отложений, как известно, не противоречат выводу о мелководном морском прибрежном формировании осадков.

Бассейн накопления франских и сренедевонских пород в целом характеризовался в описываемом районе рядом специфичных особенностей. Прежде всего устанавливается, что в него поступало большое количество обломочного материала, который почти не успевал подвергаться химическому выветриванию и разложению в процессе переноса до захоронения в виде осадка. Наряду с механическими обломками пород, в бассейн поступали многочисленные взвешенные в воде водные окислы железа, которые часто непосредственно осаждались в прибрежной зоне в виде водных окислов.

Надо отметить во франско-среднедевонских (?) отложениях неравномерно распределенный вулканогенный материал.

Учитывая общие закономерности распределения фаций в Западном Тянь-Шане и Каратау (см. фиг. 9), можно считать, что Байджансайский район к концу франского века стал частью или морского пролива между двумя цепями островов, или замыкавшегося на северо-западе залива. Одна цепь островов находилась на месте современного Малого Каратау и восточной части Таласского Алатау. Следует отметить, что современная граница распространения тюлькубасских осадков не точно совпадает с границей зон Малого и Большого Каратау, т. е. с Главной Каратауской зоной разрывов. Красноцветные тюлькубасские породы известны внутри северо-западной части Кокджотского горста. Значит, область накопления среднедевонских и франских пород захватывала небольшие участки зоны Малого Каратау. Другую цепь островов нужно предполагать на месте долины Сыр-Дарьи, севернее приташкентских Чулей. В области Пскемского и Чаткальского хребтов пролив (залив) расширялся и соединялся с обширными бассейнами Тетиса.

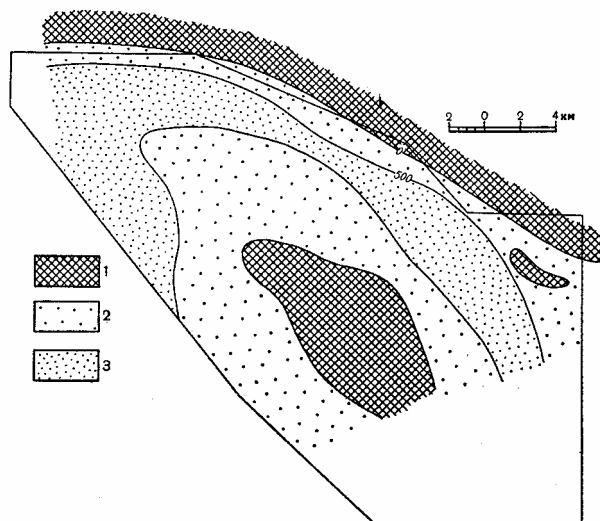
Юго-восточнее пролива (залива) в бассейне отлагались карбонатные осадки. Внутри пролива накапливались терригенные продукты размыва окаймлявшей его суши. Один остров находился в центральной части Байджансайского района, там, где в конце нижнего палеозоя образовалась крупная антиклинальная складка. Другой небольшой островок был на месте современной Ашасайской антиклинали.

Большой вынос железа с суши, характерный для этого времени, и широкое развитие карбонатных осадков, в особенности доломитов, в соседних к югу районах позволяют считать, что тогда климат был жарким.

Переходя к выяснению колебательных тектонических движений, нужно прежде всего констатировать, что весь Байджансайский район являлся частью прогиба, образовавшегося в начале герцинского этапа на месте каледонского краевого прогиба, который в силуре был превращен в краевую часть крупного каледонского антиклинория. Герцинский прогиб тянулся вдоль тектонической зоны Большого Каратау, но частично захватывал и юго-западный край зоны Малого Каратау. Одновременно с опусканием прогиба происходило поднятие прилегавшей к нему с северо-востока зоны Малого Каратау и восточной части Таласского Алатау, являвшихся внутренней частью крупного каледонского антиклинория. Продукты разрушения антиклинория заполняли прогиб.

Среднедевонско-франское время в истории этого прогиба замечательно тем, что во всей зоне Большого Каратау с этого времени усилились погружения, охватившие почти всю зону. Это время явилось началом герцинского этапа. Тюлькубасские отложения образуют его нижнюю терригенную формацию.

Внутри прогиба опускание происходило неравномерно. Одни участки опускались быстрее, другие испытывали поднятия. Наиболее отчетливые признаки отдельных поднятий установлены в центре Байджансайского района и на его северо-востоке, где тюлькубасские отложения выпадают из разреза (см. фиг. 10).



Фиг. 12. Схема предполагаемых вертикальных перемещений подошвы франско-среднедевонских (?) отложений в течение франского яруса и среднего (?) девона в Байджансайском районе.

1 — поднятие; 2 — опускание менее 500 м; 3 — опускание более 500 м.

Мощность франско-среднедевонских отложений северо-западнее и юго-восточнее Байджансайского района измеряется 1000—2000 м (см. фиг. 9), а на большей части Байджансайского района — лишь 400—500 м. Увеличение мощности более чем до 600 м отмечается вдоль северо-восточной границы района возле Кокджотского горста. Существенного различия в глубинности тюлькубасской и кожабекской фаций ожидать нельзя. Поэтому указанное увеличение мощностей, вероятно, нужно объяснить неравномерностью погружения разных частей района. На месте центральной части района происходило не погружение, а поднятие. На северо-востоке района погружение было максимальным и превысило 600 м. Судя по составу обломков в тюлькубасских отложениях Байджансайского района, прилегающая к нему часть Кокджотского горста поднималась (фиг. 12).

Скорость поднятия северо-восточной области размыва, находившейся в зоне Малого Каратау, с течением времени падала, и поэтому в общем конгломераты в разрезе тюлькубасской фации северо-восточной части нашего района сменяются песчаниками. Вероятно, уменьшение скорости поднятия области размыва сопровождалось одновременным уменьшением скорости опускания прилегающей части прогиба, так как

в верхних слоях разреза отмечаются следы обмеления бассейна, представленные появлением косой слоистости. В это же время, в конце франского века юго-западнее прогиба усиленно поднималась другая область размыва. Судя по тому, что с нее сносились глыбы гранитов и пегматитов, можно думать, что размыву подвергалось сильно денудированное древнее поднятие, которое не было покрыто чехлом осадочных пород значительной мощности. Следовательно, это поднятие должно было существовать и раньше. Предположение о существовании данного поднятия было независимо сделано выше, при обсуждении кембрийских отложений.

Рассмотренный Каратауско-Чаткальский прогиб, явившийся местом накопления обломочных, главным образом красноцветных отложений, можно отнести к категории интрагеосинклиналей. Он образовался в начале герцинского этапа развития земной коры, отчасти унаследовав свое место от каледонского краевого прогиба Чаткальского хребта, отчасти наложившись на край каледонского антиклинория Каратау.

Важной особенностью этого прогиба явилось его расположение на границе двух крупных регионов, обладающих принципиально различной историей тектонического развития. Северо-восточнее Каратау, в Центральном Казахстане в нижнем и среднем девоне продолжалось начавшееся в силуре каледонское складкообразование и горообразование, после чего установился парагеосинклинальный (полуплатформенный) режим геотектонического развития, сохранявшийся в течение среднего и верхнего палеозоя. Юго-западнее Каратауско-Чаткальского прогиба каледонского горообразования не было, а нижнепалеозойское складкообразование проявилось весьма слабо. Господствовавший в нижнем палеозое геосинклинальный режим сохранялся здесь и в среднем и верхнем палеозое во время герцинского этапа геотектонического развития.

ФАМЕНСКИЙ ВЕК

Фаменские отложения весьма широко распространены в Байджансайском районе, так же как во всем Каратау и окружающих его крупных регионах Центрального Казахстана и Средней Азии. Основная характеристическая особенность фаменских отложений этих территорий — широкое развитие морских карбонатных осадков.

В Южном Тянь-Шане (Алайский и Туркестанский хребты, Фергана) фаменские известняки и доломиты залегают внутри мощной карбонатной свиты, включающей отчасти силур, нижний, средний и верхний девон, частично нижний и средний карбон.

Ближе к Каратау, в Чаткальском, Пскемском и Таласском хребтах известняки и доломиты фаменского яруса находятся уже в основании среднепалеозойской карбонатной свиты, включающей только фаменский ярус и нижний отдел каменноугольной системы.

В Большом Каратау с фаменских отложений начинается карбонатная свита, завершающаяся визейским ярусом.

Аналогичное положение в общем разрезе занимают карбонатные породы фамена на большей части Центрального Казахстана.

В пределах Каратау в фаменских отложениях уже давно отмечались значительные фациальные изменения (Машкара, 1939). Учитывая новые данные, полученные в Байджансайском районе автором совместно с М. С. Пичугиным и И. В. Александровым, а также наблюдения в других районах Каратау, произведенные В. В. Эзом, В. В. Бронгулеевым, М. М. Страчковым, М. И. Арсовским, Л. В. Беяковым, Д. Е. Гафт

и др., а также работы Д. П. Резвого и Г. А. Коледы по Южной Фергане и другие литературные материалы, в Северо-Западном Тянь-Шане и Каратау можно наметить следующие фаціальные области (фиг. 13).

На северо-западе Большого Каратау фаменский ярус представлен относительно маломощными (250—500 м) доломитами и известняками с небольшим количеством терригенной примеси, обычно 3—4% и лишь изредка достигающей 8%.

Юго-восточнее р. Биресек, в окрестностях Ачисая фаменский ярус сложен мощным комплексом мергелей и известняков (более 1000 м). Доломиты в этой фации играют незначительную роль. Терригенный материал, представленный глинистыми и алевритными частицами, обычно составляет 10—20% породы, а в отдельных слоях — 50 и даже 90%.

Далее к юго-востоку в бассейне Арстанды, а также северо-восточнее Ачисая разрез еще более обогащается терригенным материалом, представленным алевритными и песчаными частицами.

В Байджансайском районе мощность фаменских отложений уменьшается до 400—500 м, мергели из разреза почти исчезают и широкое развитие приобретают алевритистые доломиты (2—12% нерастворимого остатка), которые переслаиваются с известняками. Однако в северо-восточной части Байджансайского района происходят резкие изменения фацеального характера фаменского яруса — в большом количестве появляются песчаный материал, прослой конгломератов и массивные известняки. Вместе с тем мощность резко изменяется, в одних местах уменьшаясь до 200 м, а в других достигая 800 м и более.

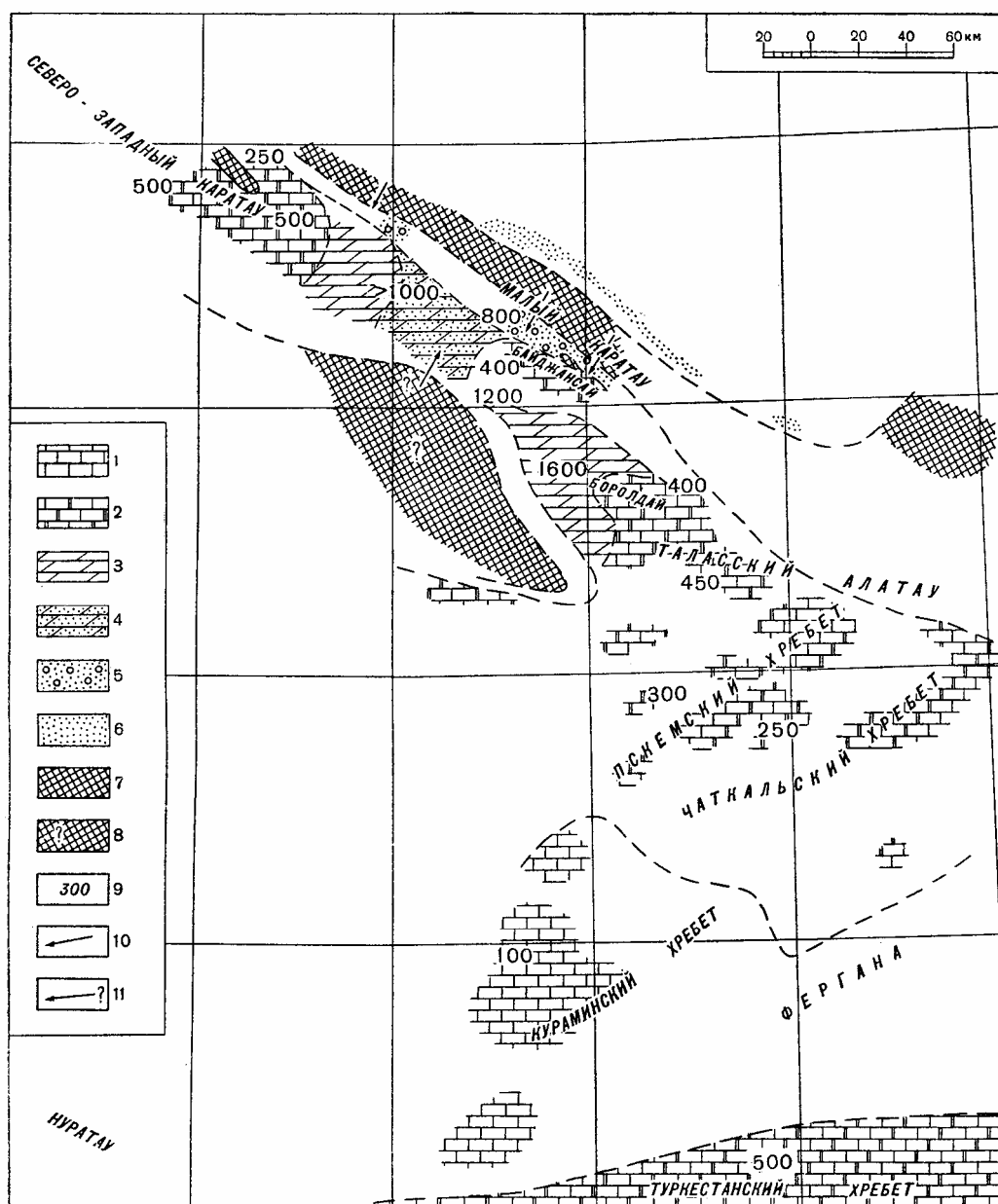
Юго-восточнее и южнее Байджансайского района, на северо-западной окраине Боролдайского хребта снова отмечается фация, близкая к ачисайской, которая представлена чередующимися мергелями, известняками и отчасти доломитами общей мощностью до 1600 м.

На крайнем юго-востоке Большого Каратау, в Боролдайском хребте господствуют известняки и доломиты мощностью около 400 м.

Наконец, на северо-восточном склоне Малого Каратау фаменские отложения, по-видимому, входят в состав красноцветных кварцево-аркозовых песчаников и конгломератов, трансгрессивно лежащих на нижнем палеозое и каледонских гранитах, подстилаемая известняки ниж-нетурнейского возраста. Поскольку в первых снизу известняковых прослоях, входящих в толщу общей мощностью до 300 м, найдена ниж-нетурнейская фауна, мощность фаменских отложений, если они имеются в разрезе, вряд ли превышает 100 м.

Важно отметить, что перечисленные фации фаменского яруса выделяются вполне достоверно, так как во всех фациях, кроме последней, собрано большое количество руководящих окаменелостей, списки которых можно найти в соответствующих работах.

Переходя к краткой характеристике фаменского яруса Байджансайского района, следует прежде всего подчеркнуть запутанность вопроса о его стратиграфии. Даже на наиболее изученном небольшом участке окрестностей Байджанская, на котором были найдены руководящие фаменские окаменелости, разрез фаменского яруса различными исследователями характеризовался по-разному. Разнообразные выходы карбонатных пород включали в него Е. Н. Немов и И. Я. Краус в 1932 г. и Н. М. Салов в 1938 г. (цитируется по Ивенсену, 1937). В. Ф. Беспалов, производил геологическую съемку всего Байджансайского района в 1933 и 1934 гг. и, не предлагая дробного деления фаменских отложений, указал различия в характере слагающих его пород. Не имея палеонтологических оснований, он по общим геологическим соображениям в резуль-



Фиг. 13. Схема фаций и мощностей фаменских отложений в северо-западной части Тянь-Шаня. Сост. М. В. Гзовский 1954 г.

1 — морские известняки; 2 — морские доломиты и известняки; 3 — морские мергели с прослоями известняков и доломитов и примесью песчаного и алевролитового материала; 4 — морские мергели и известняки с прослоями алевролитов и песчаников; 5 — морские мергели, известняки, песчаники и конгломераты; 6 — прибрежно-морские, кварцевоаркозовые песчаники и конгломераты; 7 — область отсутствия фаменских отложений, испытывавшая во время их образования медленное поднятие и размыв; 8 — предполагаемая область медленного поднятия и размыва; 9 — наибольшая истинная мощность в метрах; 10 — направление сноса обломочного материала; 11 — предполагаемое направление сноса обломочного материала.

Штриховки, обозначающие фации отложений, нанесены только в областях развития выходов фаменского яруса

тате первой съемки в масштабе 1 : 100000 отнес к фаменскому ярусу карбонатные породы кембрия.

Позднее В. В. Галицкий на основании литологических признаков пересмотрел представления Н. М. Салова и многие породы, обнажающиеся северо-западнее Байджансая (известняки, мергели, песчаники и конгломераты), исключил из числа фаменских и отнес к турнейскому ярусу. Все тела массивных серых известняков в этой полосе он отнес к нижнетурнейским и только массивные черные битуминозные известняки продолжал считать фаменскими. Сложные соотношения в залегании массивных серых (турнейских) и черных (фаменских) известняков он объяснял, предполагая многочисленные тектонические разрывы.

Работавшие в 1937—1938 гг. П. В. Родионов и Е. Ф. Родионова предложили первую схему расчленения фаменских отложений в Байджансайском районе. Самыми древними из них они считали «доломиты и конгломератовые известняки с ринхонеллами», обнажающиеся юго-восточнее Байджансая. Затем, придя к выводу об антиклинальном строении карбонатной гряды, тянущейся на северо-запад от Байджансая (которую В. В. Галицкий считал синклиналью), они в качестве следующих более высоких «свит» разреза выделили известняково-конгломератовую, сланцевую, мергельно-сланцевую, конгломерато-сланцевую и байджансайскую свиту массивных известняков. В. В. Галицкий считал эти породы турнейскими.

Геологи, работавшие в дальнейшем, придерживались стратиграфической схемы В. В. Галицкого, либо схемы П. В. и Е. Ф. Родионовых.

Таким образом, ко времени начала наших работ вопрос о стратиграфии фаменского яруса Байджансайского района стоял весьма остро.

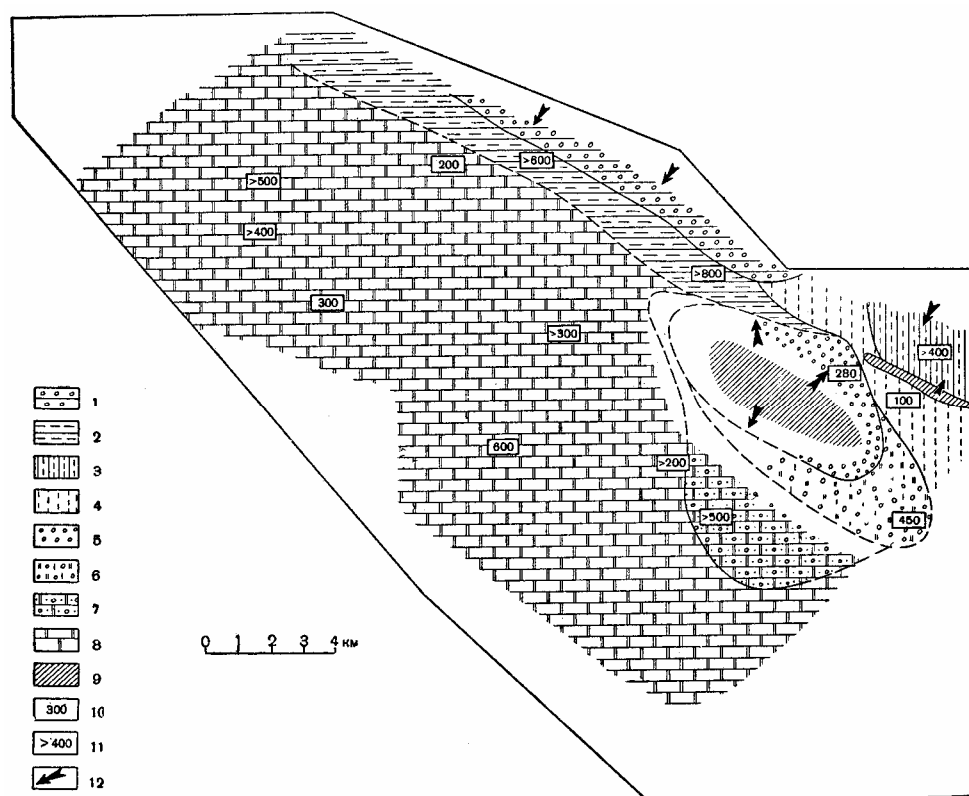
В результате детального картирования с прослеживанием слоев по простиранию, литологического изучения разрезов (Р. И. Милосердова) и специально поставленных палеонтологических полевых и камеральных работ (А. И. Золкина) в 1949 г. мы установили, что в гряде, тянущейся на северо-запад от Байджансая, развиты только фаменские отложения (как это и считали Н. М. Салов и П. В. и Е. Ф. Родионовы), образующие синклиналь (как считал В. В. Галицкий). Эти отложения, представленные известняками, мергелями, песчаниками и конгломератами, с видимой мощностью до 800 м, мы выделили в качестве аксуранской фации. Последовательность залегания пачек внутри фации нами установлена обратной указанной П. В. и Е. Ф. Родионовыми.

На отдельных участках аксуранская фация замещается однородными органогенными массивными или толстослоистыми известняками серого или черного цвета, которые были отнесены к особой родничковой фации. Серые разновидности этих фаменских известняков В. В. Галицкий считал нижнетурнейскими.

Аксуранская и родничковая фации развиты в северо-восточной части Байджансайского района, вдоль границы палеозоя с протерозоем (фиг. 14).

В полосе юго-восточнее Байджансая, как выяснилось в результате наших исследований и детальных работ, проведенных С. М. Смирновым и А. В. Вихертом, известняки, доломиты, песчаники и конгломераты, залегающие между тюлькубасскими красноцветами и нижнетурнейскими массивными известняками, представляют полный разрез фаменского яруса, который в этой зоне имеет специфичный фациальный характер мелководных прибрежных карбонатных отложений с прослоями красноцветных и зеленых песчаников. Он был выделен нами в 1949 г. под названием дарбазинской фации. Породы этого разреза не следует помещать стратиграфически ниже разреза аксуранской фации, как это

сделали П. В. и Е. Ф. Родионовы. Оба комплекса пород одновозрастны, но относятся к разным фациям. С. М. Смирнов в 1951 г. доказал, что в дарбазинском разрезе в виде прослоев залегают красноцветные и пестроцветные песчаники. Мощность дарбазинской фации 200—300 м.



Фиг. 14. Схема фаций и мощностей фаменского яруса Байджансайского района.
Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 — морские прибрежные известняки, красноцветные песчаники и известняковые конгломераты с глыбами метаморфических пород (аксуранская фация); 2 — морские тонкослоистые глинистые и песчаные известняки, переслаивающиеся с песчаниками и известняковыми конгломератами (аксуранская фация); 3 — морские тонкослоистые известняки, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами (аксуранская фация в нижней части разреза, и органогенно-обломочные слабослоистые известняки (родничковая фация) в верхней части разреза); 4 — морские органогенно-обломочные известняки со слабо развитой слоистостью (родничковая фация); 5 — морские прибрежные органогенно-обломочные известняки и доломиты, конгломераты из карбонатных пород и песчаники, залегающие в виде линзовидных слоев (дарбазинская фация); 6 — морские слоистые известняки, доломиты, конгломераты и песчаники (дарбазинская фация) и слабослоистые известняки и доломиты (родничковая фация) в верхней части разреза; 7 — морские слоистые доломиты и известняки с прослоями известковистых песчаников и мелкогалечных конгломератов (кызылсанская фация); 8 — слоистые алевритистые, содержащие рассеянный анкерит, доломиты с прослоями органогенно-обломочных известняков (кызылсанская фация); 9 — участки размыва; 10 — истинная мощность в опорных стратиграфических разрезах в метрах; 11 — видимая мощность; 12 — предполагаемое направление сноса обломочного терригенного материала.

Штриховка нанесена только в местах распространения выходов фаменского яруса.

На большей части Байджансайского района в ряде новых мест И. В. Александров, М. С. Пичугин и автор обнаружили выходы фаменского яруса, которые в прошлом относились к нижней части разреза турнейского яруса. В этих выходах фаменские отложения, согласно залегающие на тюлькубасских и кожабекских породах франского яруса и среднего (?) девона, сложены переслаивающимися доломитами и

известняками, среди которых в центральной части района развиты линзы песчаников и наблюдается повышенное количество песчаной и алевроитовой примеси. В 1951 г. мы назвали эту фацию кызылсанской. Ее мощность около 400 м. В пределах Булакбетской и Джиландинской антиклиналей в центре района фаменские отложения, представленные кызылсанской фацией, трансгрессивно залегают непосредственно на нижнем палеозое и протерозое.

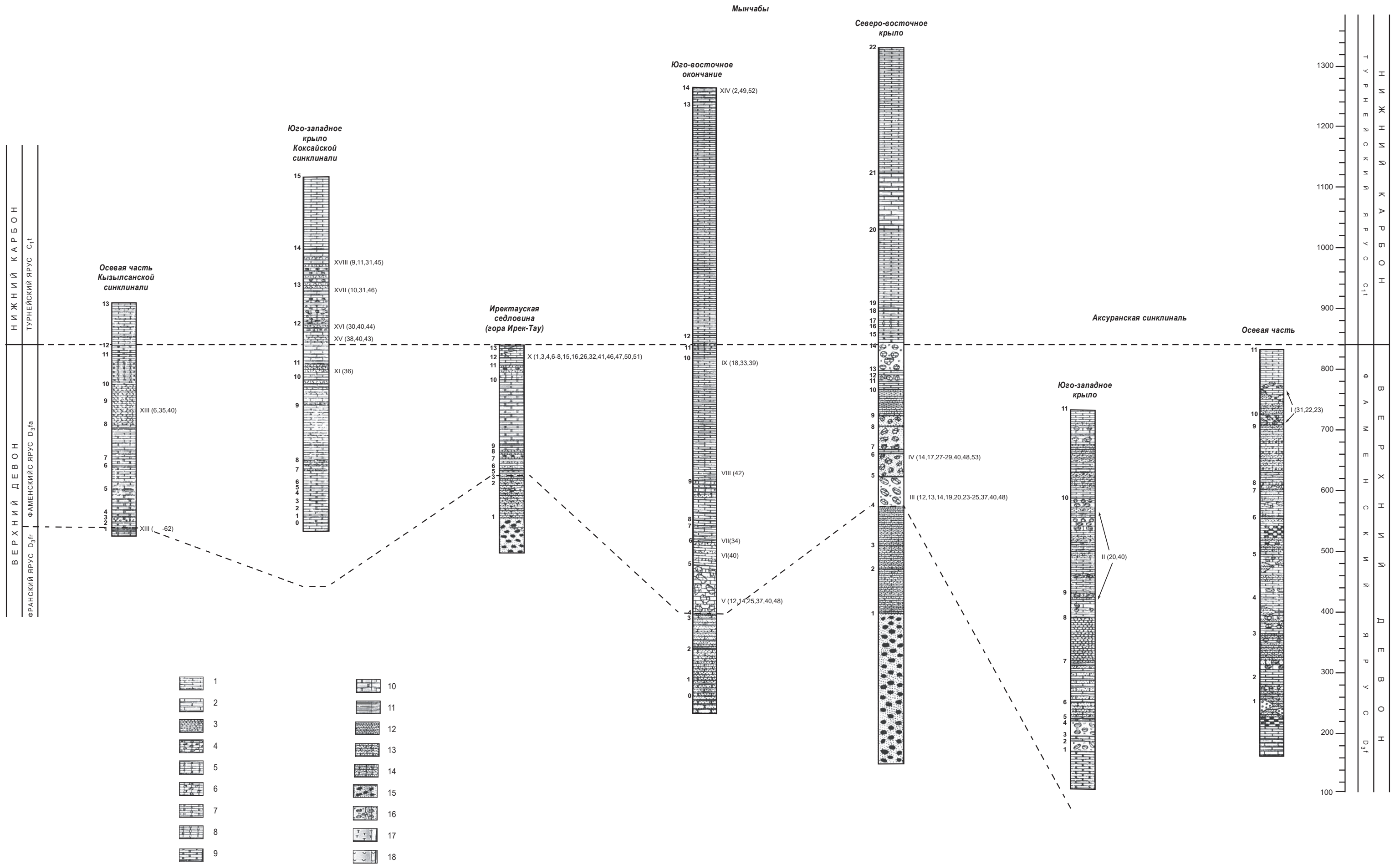
Необходимо особо подчеркнуть, что возраст всех выделенных нами фаций фаменского яруса, благодаря настойчивому труду А. И. Золкиной, вполне достоверно доказан палеонтологически.

Для иллюстрации характера разрезов карбонатных отложений фаменского и отчасти турнейского ярусов на фиг. 15 приведены стратиграфические колонки, составленные С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой в 1953 г. в различных частях Байджансайского района.

Следует отметить, что стратиграфическая разбивка разреза, описанного на каком-нибудь одном участке, на расстоянии нескольких километров от него оказывается недействительной из-за чрезвычайно широко развитых фациальных изменений второго и третьего порядка, характерных для Байджансайского района. По этой причине установление стратиграфии фаменского яруса оказалось возможным лишь благодаря детальной площадной геологической съемке и тематическим палеонтологическим (А. И. Золкина) и литологическим (С. Е. Колотухина, А. С. Немкова, Р. И. Милосердова, Г. В. Верстак) исследованиям. Часть результатов литологических исследований опубликована С. Е. Колотухиной (1956).

Наиболее хорошо палеонтологически охарактеризованные, по сравнению с другими породами, фаменские осадки приходится использовать в качестве «маркирующего горизонта» при построении всей стратиграфии района. Важнейшей стратиграфической поверхностью, прослеживающейся через весь район и повсюду имеющей один и тот же возраст, является палеонтологически обоснованная граница девона и карбона, т. е. кровля фаменского яруса. Ее положение было зафиксировано А. И. Золкиной в ряде опорных разрезов по окаменелостям руководящей макрофауны. Кроме того, исследовалась и микрофауна. В двух разрезах — на горе Иректау и в верховьях р. Бозбутак (северо-восточное крыло Булакбетской антиклинали) достоверно установлено, что *Endothyra communis* R a u s. распространена стратиграфически ниже последних слоев с руководящей макрофауной фаменского возраста. Таким образом, слои с эндотирой коммунис вошли в наших разрезах в состав фаменского яруса. Такое положение их необычно, так как во многих районах слои с этой микрофауной являются этренскими, т. е. нижней частью нижнетурнейского подъяруса. Следовательно, используя одну микрофауну, нужно было бы считать, что фаменские отложения объединены в наших разрезах с этренскими. Микропалеонтологических данных, необходимых для определения подошвы этренских слоев, собрать не удалось. В связи с этим обстоятельством и учитывая недостаточную разработанность палеонтологических вопросов, связанных с точным ограничением этренских слоев, а также считая выводы, основанные на макрофауне, более достоверными, чем заключения по микрофауне, автор в Байджансайском районе не выделяет этренских отложений и относит слои, содержащие эндотиру коммунис, к фаменскому ярусу. Слои с этренской макрофауной включены в состав нижнего турне.

Новая палеонтологически обоснованная стратиграфия фаменских отложений Байджансайского района отражает происходящие в них значительные фациальные изменения и позволяет сделать ряд важных



Фиг. 15. Схема сопоставления разрезов девона и нижнего карбона Баджансанского района (по С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой):
 1 – массивный известняк; 2 – плитчатый или слоистый известняк; 3 – детритусовый известняк; 4 – брекчиевидный известняк; 5 – оолтовый известняк; 6 – водорослевый известняк; 7 – доломитовый известняк; 8 – известковистый доломит; 9 – массивный доломит; 10 – плитчатый или слоистый доломит; 11 – аргиллит; 12 – алевролит; 13 – песчаник; 14 – туфогенный песчаник; 15 – конгломерат; 16 – конгломератобрекчия; 17 – туф; 18 – эффузивные породы.
 I – XIII – места сборов окаменелостей (в скобках арабскими цифрами указаны порядковые номера по списку фауны).

- Список окаменелостей (римские цифры в скобках в подписи указывают отмеченные на колонках места находок; арабские цифры вдоль разрезов слева – №№ слоев, по С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой):
 1. Foraminifera (X); 2. Rugosa (XIV); 3. Tabulophyllum sp. (X); 4. Syringopora (?) sp. (X); 5. Hydrozoa sp. (XIII); 6. Crinoidea sp. (X); 7. Rhipidomella sp.; 8. Chonetes (Rugosohonetes) (?) sp. (X); 9. Plicochonetes elegans (Kon.) (XVIII); 10. Plicochonetes sp. (XVII); 11. Cho-netipustula cf. laevis Na1. (XVIII); 12. Chonetipustula sp. (III, V); 13. Productella herminae Frech. (III); 14. Plicatifera vlangali Rom. (III, IV, V); 15. Plicatifera of praelonga Sow. (X); 16. Plicatifera ex gr. praelonga var simplicior Whidborn (X); 17. Praewaagenocon-cha murchisoniana (Kon.) (IV); 18. Praewaagenoconcha sp. (IX); 19. Productus (Waagena-concha) sp. (III); 20. Camarotoechia turanica Rom. (II, III); 21. Camarotoechia cf. turanica Rom. (I); 22. Camarotoechia hanburii Dav. (I); 23. Paryphorhynchus gontieri Gosselet (III); 24. Par. triaequalis Gosselet (III); 25. Par. sp. (III, V); 26. Leiorhynchus cf. cra-coviensis Gurich (X); 27. Pugnax pugnax Martin (IV); 28. P. cf. pugnax var pseudotri-aequalis Nal. (IV); 29. Pseudotraequalis Na1. (IV); 30. Spirifer cf. marionensis Shu-mard (XVI); 31. Brachythyrus sp. (XVII, XVIII); 32. Cyrtospirifer calcaratus Sow. (X); 33. C. ex. gr. verneuili Murch. (I, IX); 34. C. cf. kurban Nal. (VII); 35. C. aff. aquilinus Rom. (XI); 36. C. semisbugensis Nal. (XIII); 37. C. aperturatus Sch1oth. (III, V); 38. C. julii D e h e e (XV); 39. C. nov. sp. (IX); 40. C. sp. (II, III, IV, V, VI, XIII, XV, XVI); 41. Adolfa nov. sp. (X); 42. Spirifer (Adolfa) sp. (VIII); 43. Martiniopsis cf. baschkiricus Fred. (XV); 44. Ambocoelia cf. unionensis Weller (XVI); 45. Ambocoelia sp. (XVII, XVIII); 46. Athyris sp. № 1 (X); 47. At. sp. № 2 (X); 48. At. sp. (III, IV, V); 49. Petecypoda sp. (XIV); 50. Bel-herophon sp. (X); 51. Euomphalus (?) sp. (X); 52. Gastropoda sp. (XIV); 53. Orthocerays sp. (IV); 54. Asmusia iliensis Novojilov sp. nov. (XII); 55. Euestheria tjanshanensis No-vojilov sp. nov. (XII); 56. Lioestheria asiatica Novojilov sp. nov. (XII); 57. L. pseudolal-lyensis Novojilov sp. nov. (XII); 58. Pseudestheria zolkinae Novojilov sp. nov. (XII); 59. Ps. minima Novojilov sp. nov. (XII); 60. Ps. satpaevi Novojilov sp. nov. (XII); 61. Paleolimnadia subquadrata Novojilov sp. nov. (XII); 62. Cyclestherioides kasavhorum Novojilov sp. nov. (XII).

выводов о современной структуре и истории развития Байджансайского района.

Прежде всего чрезвычайно важно, что на многих участках вполне достоверно было установлено нормальное стратиграфическое и чаще всего согласное, а местами несогласное залегание фаменских отложений на нижележащих породах. Это наблюдалось и в северо-восточной части района (на тюлькубасских красноцветах — в верховьях Чаяна, близ Байджансая и в других местах), и в осевой его части (на тюлькубасских красноцветах — Иректау и хр. Есекбилде), и на юго-западе, где фаменский ярус согласно залегает на тюлькубасских красноцветах в долине Кокбастау, на кожабекской фации франского яруса и среднего (?) девона — в бассейне р. Кожабек и на верхнем кембрии — в бассейне р. Акбет.

В результате оказывается, что на всей площади Байджансайского района фаменские отложения имеют нормальный стратиграфический контакт с нижележащими породами. По господствовавшим ко времени начала наших работ представлениям Галицкого, фаменские породы считались залегающими алохтонно в виде тектонического покрова поверх нижележащих силурийских и франско-среднедевонских пород, находящихся в автохтонном залегании.

Таким образом, сделанный выше вывод опровергает одно из основных и широко распространенных представлений о тектонике изученного района. Этот вывод имеет существенное значение для понимания тектоники всего хр. Каратау.

Другое важное заключение — это констатация в пределах Байджансайского района ряда фаций фаменских отложений.

На юго-западе и в осевой части района в фаменском веке отлагались доломиты с прослоями известняков, которые образуют кызылсанскую фацию (см. фиг. 14). Доломиты, как показали литологические исследования, обладают правильной тонкой и весьма тонкой слоистостью, однородной, микрозернистой или тонкозернистой структурой и химическим составом, отвечающим составу чистого доломита. Иногда они бывают псевдоолитовыми или микрообломочными. Нередко обломки доломитов цементируются кальцитовой осадочной породой. Все эти особенности доломитов позволяют считать их осадочными, а не гидротермальными образованиями. Говоря об осадочном происхождении доломитов, мы подразумеваем как химическое осаждение доломита из морской воды с повышенной соленостью, так и диагенетическое превращение в доломит известкового ила. Заключение об осадочном происхождении доломитов было сделано независимо как теми, кто производил геологическую съемку (И. В. Александров, М. С. Пичугин, М. В. Гзовский и др.), так и литологами (Р. И. Милосердовой, С. Е. Колотухиной, А. С. Немковой). Этот вывод важен и для палеогеографических реконструкций и для заключений о генезисе полиметаллических руд Каратау, так как доломиты, включающие рудные тела в прошлом, часто считались гидротермальными.

Соотношение доломитов и известняков, а также доломитовых и кальцитовых частиц в породах смешанного состава таково, что средняя доломитность колеблется от 52 до 78% (по С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой).

Среди карбонатных пород кызылсанской фации развиты железистые карбонаты, по-видимому, осадочного происхождения, которые в наибольшем количестве распространены в нижней части разреза (анкерит, сидерит). Все карбонатные породы кызылсанской фации содержат нерастворимый остаток в виде небольшой примеси обломочного терри-

генного материала – алевритовых, главным образом кварцевых частиц, количество которых колеблется от 2 до 12%. В нижних слоях разреза в карбонатных породах очень много терригенного материала в виде песчаной, алевритной и глинистой примеси и прослоев алевролитов и глинистых сланцев.

В карбонатных породах содержится большое количество закисного железа, входящего в состав сингенетических или эпигенетических, анкерита и сидерита, образовавшихся во время накопления доломитов и известняков.

В среднем течении р. Кожабек в нижних слоях кызылсанской фации фаменского яруса, представленных глинистыми сланцами с многочисленными прослоями доломитистых мергелей А. И. Золкина собрала мелкие раковины *Lingula* и остатки листоногих раков. Среди этих раков Н. И. Новожилов определил: *Asmussia iliensis* sp. nov. Novojilov; *Euestheria tjanschanensis* sp. nov. Novojilov; *Lioestheria asiatica* sp. nov. Novojilov; *L. pseudolallyensis* sp. nov. Novojilov; *Pseudoesheria zolkiniae* sp. nov. Novojilov; *P. minima* sp. nov. Novojilov; *P. satpaevi* sp. nov. Novojilov; *Palaeolimnadia subquadrata* sp. nov. Novojilov; *Cyclestherioides Kasavhorum* sp. nov. Novojilov.

При камеральной обработке в доломитистых мергелях А. М. Куликова обнаружила фораминиферы *Archaeosphaera minima* Sol.

Все известняки, образующие прослои среди доломитов, на различных стратиграфических уровнях являются органогенно-обломочными и содержат остатки морской макрофауны, фораминифер и сине-зеленых водорослей. Наибольшее количество известняков отмечено в средней части разреза.

На юго-западе района, в верхней половине разреза кызылсанской фации в известняках были найдены членики криноидей, цилиндрические и корковидные колонии *Hydrozoa* и обломки раковин: *Honetes* sp.; *Spirifer (Cyrtospirifer) semisbugensis* Na1.; Sp. (*Cyrtospirifer*) *verneuili* Murch.

Последние два вида свидетельствуют о фаменском возрасте отложений. В углублениях между колониями *Hydrozoa* в шлифах обнаружены многочисленные фораминиферы, определенные А. М. Куликовой *Archaeosphaera minima* Sul.; *A. grandis* Lip.; *Bisphaera angulata* mscr. Reitl.; *B. irregularis* Bir.; *B. elegans* Viss.; *Parathuramina suleimanovi* Lip.; *P. cf. dagmarae* Reitl.; *Tuberitina maljavkini* Mikh; *Irregulariina* sp.; *Endothyra communis* Raus.; *E. primaeva* Rous.; *Qasiendothyra robinsoni* Tschern.

В центре района в верхних слоях разреза кызылсанской фации стратиграфически на 50 м ниже слоя, содержащего нижнетурнейские окаменелости, А. И. Золкина нашла крупные створки фаменских ископаемых: *Spirifer (Cyrtospirifer) semisbugensis* var. *sphaeroidea* Na1.; Sp. (*Cyrtospirifer*) aff *aquilinus* Rom.

В шлифах из тех же слоев А. М. Куликова определила: *Archaeosphaera minima* Sul.; *A. magna* Sul.; *A. crassa* Lip.; *A. grandis* Lip.; *Bisphaera elegans* Viss.; *B. irregularis* Bir.; *B. angulata* mscr. Reitl.; *Vicinisphaera* sp.; *Parathuramina tuberculata* Lip.; *P. bella* Reitl.; *Irregulariina* sp.; *Tuberitina maljavkini*. Mikh; *Endothyra communis* Raus.; *E. primaeva* Raus.

На северо-западе района, вблизи от поля развития аксуранской фации, в прекрасном разрезе горы Иректау поверх красноцветных тюлькубасских песчаников и конгломератов залегают фаменские отложения в кызылсанской фации. В 75—100 м от их подошвы в слоях известняков обнаружены определенные А. М. Куликовой: *Archaeosphaera crassa* Lip.;

A. grandis Lip.; *Vicinisphaera* sp.; *Parathuramina baituganensis* ms cr. Reitl.; *Radiosphaera* sp.; сифонниковые водоросли.

Стратиграфически выше, в 180 м от подошвы фаменского яруса в известняках и известково-доломитных породах найдены фаменские *Plicatifera* cf. *praelonga* Sow.; *P. ex gr. praelonga* var. *simplicior* Whidbogn; *Spirifer (Cyrtospirifer) calcaratus* Sow.; определенные А. И. Золкиной. Кроме того, ею установлено присутствие: *Tabulophyllum* sp.; *Syringopora* sp.; *Rhipidomella* sp.; *Chonetes (Rugosochonetes)* sp.; *Leiorhynchus* cf. *cracoviensis* Gürich.; *Adolfia* nov. sp.; *Athyris* sp.; *Crinoidea* sp.; *Bellerophon* sp.; *Euomphalus* sp.

А. М. Куликовой из этих же слоев определена следующая микрофауна: *Archaesphaera minima* Sul.; *A. crassa* Lip.; *Bisphaera* sp.; *Parathuramina suleimanovi* Lip.; *P. tuberculata* Lip.; *P. aff. oldae* Sul.; *P. ex gr. cushmani* Sul.; *Endothyra communis* Raus.; *E. ex gr. communis* Raus.; *E. primaeva* Raus.; *Quasiendothyra robinsoni* Tschern.; сифонниковые водоросли.

На вершине горы Иректау, как и в центре района, на границе фаменского и турнейского ярусов, установленной по макрофауне, комплекс микрофауны изменяется: исчезают *Endothyra communis* и появляются *Hyperammia minima* Bir.

Хорошо развитая слоистость, остатки кораллов, сине-зеленых водорослей, брахиопод с грубыми раковинами, пелеципод (в разрезе Иректау) и псевдооолитовые образования — все это говорит о весьма малой глубине осадконакопления. Вряд ли можно сомневаться в том, что отложения кызылсанской фации накапливались на глубинах меньше 100 м. Вполне возможно, что во многих местах глубина их образования была даже меньше 50 м.

Строение и состав кызылсанской фации испытывают заметные изменения в пространстве. По направлению с юго-запада на северо-восток в общем увеличивается значение известняков. Это наблюдается главным образом в верхней части разреза.

В центральной части района отмечено увеличение количества обломочного терригенного материала, который здесь образует не только алевролитную примесь к доломитам и известнякам, но и отдельные мало-мощные прослои известковистых песчаников с линзами гравийных конгломератов. Этот участок наиболее приближен к юго-восточной части Мынчабырской антиклинали.

Северо-восточнее широкого поля распространения кызылсанской фации, в северо-восточной части района развиты аксуранская, дарбазинская и родничковая фации.

В северо-западной половине района непосредственно к северо-востоку от кызылсанской фации распространена аксуранская фация. В юго-восточной половине района соотношения более сложные.

Аксуранская фация на северо-западе северо-восточной части района представлена глинистыми известняками с прослоями известковистых граувакковых (полимиктовых) песчаников. В наиболее северо-восточных выходах ее развиты известняковые конгломераты с глыбовыми включениями и линзы красноцветных песчаников. Таким образом, имеются указания, что в фаменском веке обломочный материал поступал в северо-западную часть Байджансайского района с северо-востока.

Двигаясь вдоль полосы развития аксуранской фации, вдоль Главной Каратауской зоны разрывов, на юго-восток, приходится констатировать, что вплоть до средней части района (до верховий Чаяна) количество песчаников и величина гальки конгломератов, чередующихся

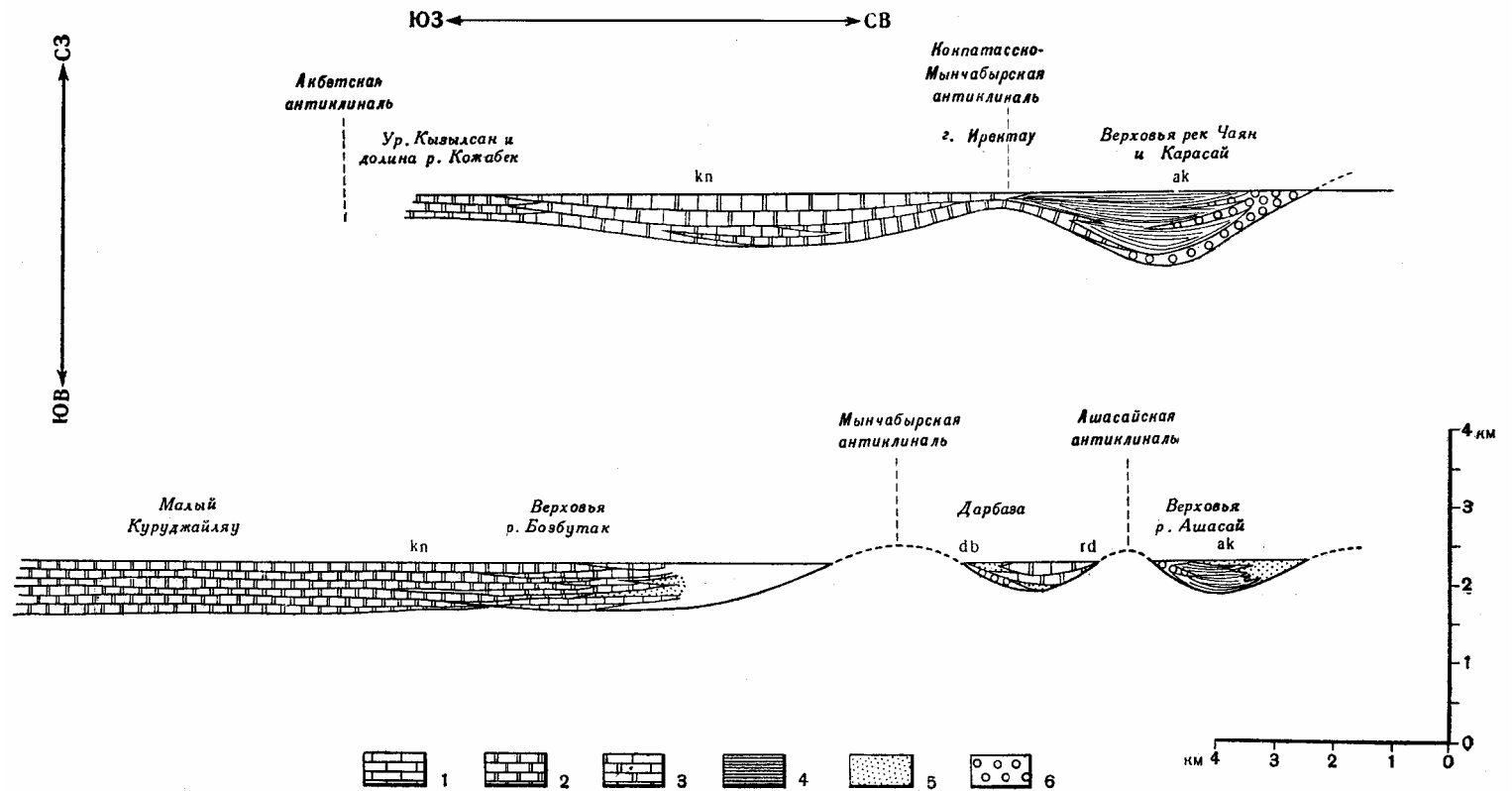
с известняками, неизменно возрастают в северо-восточном направлении (фиг. 16).

На участке окрестностей Байджансая (от бассейна верховий р. Аксурана до бассейна верховий Ашасая) происходят резкие изменения в строении аксуранской фации. В ней появляется много песчаного материала в верхней половине разреза. Вместе с тем на этом участке количество песчаников и конгломератов возрастает вкрест простирания полосы развития аксуранской фации по направлению не с юго-запада на северо-восток, а наоборот, с северо-востока на юго-запад. Особенно много крупногалечных конгломератов развито возле Байджансая (фиг. 17).

На юго-востоке района, непосредственно к западу от бассейна верховий р. Ашасая аксуранская фация замещается массивными и толстослоистыми известняками родничковой фации. Юго-восточнее этого места, в верховьях Ашасая вновь появляется аксуранская фация. Здесь главную роль в сложении фаменских осадков играют известковистые песчаники с прослоями конгломератов и толстослоистых известняков. На левом берегу Ашасая эти породы замещаются чередующимися тонкослоистыми глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Количество и грубость конгломератов на левобережье Ашасая резко возрастают в южном направлении. В конгломератах появляются гальки и линзовидные прослои красноцветных песчаников. К югу от места наибольшего развития конгломератов, на одном из участков свода Ашасайской антиклинали фаменские отложения в разрезе отсутствуют и нижнетурнейские известняки ложатся на тюлькубасские песчаники. На остальных участках свода Ашасайской антиклинали фаменский ярус представлен в родничковой фации и залегает трансгрессивно. Поскольку южнее фаменские осадки снова появляются в разрезе, приходится предполагать, что на месте свода Ашасайской антиклинали, где на франско-среднедевонские (?) песчаники непосредственно налегают нижнетурнейские известняки, а также где родничковая фация залегает трансгрессивно, в фаменском веке имелось небольшое локальное поднятие, послужившее источником обломочного материала для конгломератов. Вероятно, с его западным краем связано увеличение количества конгломератов на участке Байджансая.

На юго-востоке района во всем бассейне Ашасая в аксуранской фации широко распространены обломки зеленых метаморфических сланцев, песчаников и кремней, зерна хлорита и листочки слюды. Источник всего этого обломочного материала естественно предполагать на северо-востоке в области Малого Каратау и, в частности, в пределах Кокджотского горста, где развиты соответствующие породы. Юго-западнее верховий Ашасая нельзя найти признаков возможных участков питания бассейна обломочным материалом, так как фаменский ярус на юго-западном крыле Ашасайской антиклинали представлен известняками родничковой фации, отличающейся весьма малым содержанием терригенной примеси.

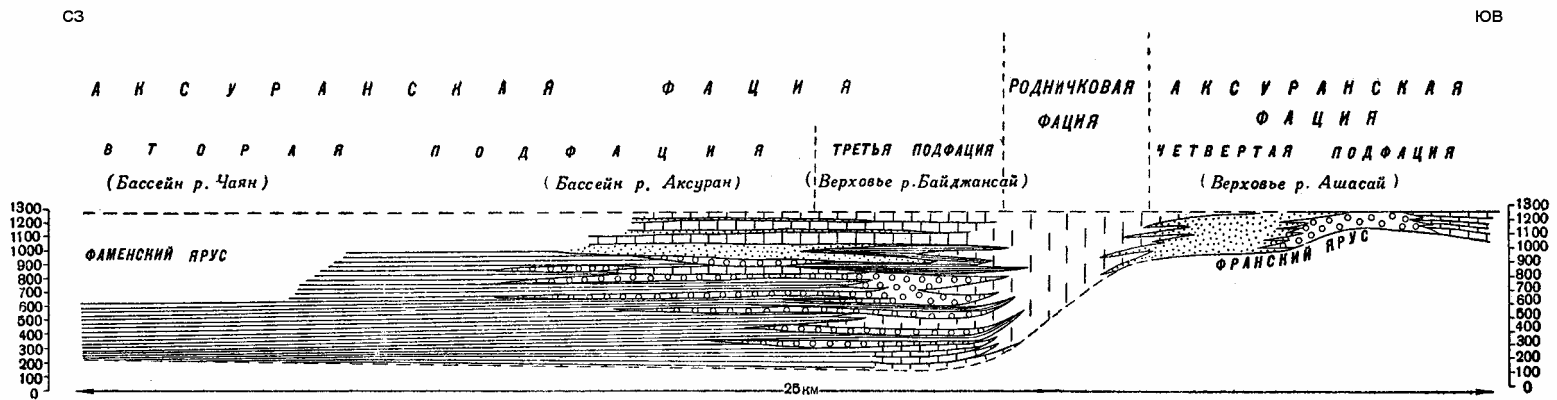
Сопоставляя признаки сноса обломочного материала с северо-востока в бассейнах Чаюна и Ашасая с данными об отсутствии такого поступления в окрестностях Байджансая (непосредственно западнее верховий Ашасая), следует сделать вывод о неравномерности сноса с северо-востока на юго-запад. Литологический характер осадков аксуранской фации свидетельствует о близости полосы их накопления к области размыва. Эта близость определяла большое количество терригенного материала (по С. Е. Колотужиной и А. С. Немковой, в окрестностях Байджансая в среднем 23% осадков приходится на терригенный материал):



Фиг. 16. Схематизированные стратиграфические разрезы фаменских отложений Байджансайского района.

Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

1 – морские алевритистые известняки; 2 – морские алевритистые доломиты; 3 – переслаивание морских алевритистых известняков, доломитов и известняково-доломитных пород; 4 – морские глинистые известняки и известковистые сланцы с прослоями известняков и известковистых песчаников; 5 – морские песчаные известняки и известковистые песчаники; 6 – морские прибрежные конгломераты из обломков главным образом карбонатных пород; *kn* – кызылсанская фация; *db* – дарбазинская фация; *rd* – родничковая фация; *ak* – аксуранская фация.



Фиг. 17. Схема изменений стратиграфического разреза, наблюдаемых вдоль простирания выходов аксуранской фации.

Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 – массивные и толстослоистые известняки; 2 – среднеслоистые известняки; 3 – тонкослоистые известняки; 4 – весьма тонкослоистые глинистые известняки и известковистые сланцы; 5 – известковистые песчаники с прослоями песчаных известняков; 6 – конгломераты из обломков известняков.

она же обуславливала граувакковый (полимиктовый) характер песчаников и образование глыбовых включений в осадках.

Характер карбонатного осадконакопления, отличавшегося преимущественным отложением известняков и небольшой ролью доломитообразования (9,4% доломита), также можно объяснять поступлением пресных поверхностных вод, приносивших терригенный материал и разбавлявших морскую воду, отличавшуюся во внутренней части бассейна повышенной соленостью.

В аксуранской фации в различных местах и на разных стратиграфических уровнях, вплоть до наиболее высоких слоев, были найдены определенные А. И. Золкиной руководящие окаменелости фаменского яруса, представленные мелкими формами: *Spirifer (Cyrtospirifer) ex gr. verneuili* Murch.; Sp. (*Cyrtosp.*) sp.; *Rhynchonella (Camarotoechia) cf. turanica* Rom.; *Rh. (Camarotoechia) hanburii* Dav.

В известковистых песчаниках отмечались обломки гастропод, криноидей, сферических и многокамерных фораминифер. В серых известняках, кроме того, встречаются округлые и овальные остатки водорослей концентричного строения.

Широкое распространение в аксуранской фации пластов конгломератов из обломков известняков, в которые эти конгломераты переходят по простиранию, говорит о подводном размывании и перемывании осадков. Такие явления наблюдаются обычно на малых глубинах. Остатки донной фауны брахиопод, водорослей и мшанок, найденные в отложениях аксуранской фации, свидетельствуют о малой глубине образования осадков (до 50—100 м).

Следует отметить, что глинистые тонкослоистые известняки аксуранской фации имеют облик относительно глубоководных осадков. Однако в ряде мест они настолько тесно связаны с мелководными известняками и известняковыми конгломератами, с которыми они переслаиваются, что становится ясным и их в общем мелководное происхождение. Конечно, не исключена возможность, что местами глинистые известняки отлагались на несколько больших глубинах, чем известняковые конгломераты. Многократная смена в разрезе глинистых известняков песчаниками, известняковыми конгломератами и массивными органогенно-обломочными известняками, по-видимому, происходила как в силу изменений скорости погружения дна бассейна, так и ввиду изменения скорости поднятия в области размыва.

Глинистые известняки формировались при замедлении подъема и размыва области сноса и одновременном углублении прибрежной части моря. Возможно, что область размыва в эти моменты покрывалась водой.

При уменьшении глубины моря, происходившем вследствие слабых поднятий его дна или компенсации прогибания осадконакоплением, при условии одновременного отсутствия подъема в области размыва, в описываемом районе отлагались массивные органогенные известняки, подвергавшиеся местному подводному размыву и переотложению. В результате такого переотложения формировались известняковые конгломераты.

Во время усиления подъема области размыва в море вносилось повышенное количество терригенного материала и одновременно в береговой полосе происходило размывание и переотложение только что образовавшихся карбонатных осадков. Поэтому прибрежные отложения обогащались обломками и глыбами карбонатных пород фаменского возраста.

Для полноты характеристики аксуранской фации следует упомянуть о наличии в ней в окрестностях Байджанская тонких прослоев диабазов,

которые еще недостаточно изучены. С. Е. Колотухина и С. М. Смирнов допускают, что эти диабазы образовались одновременно с накоплением фаменских осадков. Вместе с тем в условиях вертикального залегания слоев на участке развития диабазов можно за прослой принять по-слойные внедрения. Дайки диабазовых порфиритов широко распространены на соседних участках района (верховья Чаяна и Ашасая). Образование эффузивных пород основного состава в пограничной зоне между поднятием, питавшим бассейн обломочным материалом, и крупным прогибом – обычное явление.

Как уже говорилось, аксуранская фация непосредственно сменяет кызылсанскую по мере движения с юго-запада на северо-восток только в северо-западной половине района. В юго-восточной половине — между кызылсанской фацией, распространенной на юго-западе, и аксуранской, развитой на северо-востоке, встречаются песчано-конгломератная дарбазинская и известняковая родничковая фации. Дарбазинская фация встречена только на крыльях Мынчабырской антиклинали, в полосе, которая повсюду находится юго-западнее аксуранской фации. Родничковая фация на востоке района отделяет дарбазинскую фацию от аксуранской, но севернее Байджансая она пересекает наискось полосу аксуранской фации и западнее Байджансая расположена северо-восточнее аксуранской фации. В результате юго-восточнее Байджансая, двигаясь с северо-востока на юго-запад, мы последовательно встречаем: аксуранскую фацию, родничковую фацию, дарбазинскую фацию; а на участке Байджансая, идя в том же направлении, — уже иная последовательность смены фации: родничковая фация, аксуранская фация, дарбазинская фация.

Родничковая фация, сложенная органогенно-обломочными серыми и черными известняками с запахом сероводорода, остатками брахиопод и мшанок, безусловно мелководная.

Руководящими для фаменского яруса являются найденные и определенные А. И. Золиной: *Praewaagenoconcha* sp.; *Spirifer (Cyrtospirifer)* cf. *aquilinus* R o m.; *Sp. (Cyrtosp.)* ex gr. *verneuili* M u r c h; *Sp. (Cyrtosp.)* cf. *verneuili* M u r c h.; *Sp. (Cyrtosp.)* nov. sp., представленные в известняках родничковой фации крупными раковинами — 4,5 см в поперечнике. Кроме того, в известняках обнаружены определявшиеся М. А. Болховитиновой мшанки: *Amplexopora* aff. *devonica* N e k h o r.; *Ampl. nana* sp. n.; *Pachypora* L i n d s t r.

Родничковая фация лишена прослоев песчаников, характерных для аксуранской и дарбазинской фаций, и бедна терригенной примесью.

Поскольку в сечении юго-восточнее Байджансая, на своде и юго-западном крыле Ашасайской антиклинали, т. е. юго-западнее аксуранской фации, мы видим родничковую фацию, трансгрессивно залегающую на франско-среднедевонских (?) породах, а затем еще дальше к юго-западу встречаем дарбазинскую фацию с большим количеством терригенного материала, естественно, приходится предполагать существование области размыва юго-западнее современных выходов дарбазинской фации

Рассматривая участок Байджансая, мы видим рядом аксуранскую и дарбазинскую фации. В этом месте, как уже говорилось, в аксуранской фации количество песчаного материала и величина гальки конгломератов возрастает в юго-западном направлении, по мере приближения к полосе развития дарбазинской фации.

Дарбазинская фация содержит больше терригенного материала (41% нерастворимого остатка), чем аксуранская (23% нерастворимого остатка). В дарбазинской фации много прослоев зеленых и крас-

ноцветных песчаников, количество которых особенно велико непосредственно юго-восточнее Байджанса. Далее к юго-востоку, в сторону погружения шарнира Мынчабырской антиклинали, песчаного материала уже меньше. Кроме того, в дарбазинской фации много некарбонатных терригенных галек, состоящих главным образом из зеленых песчаников, развитых в ордовике ядра Мынчабырской антиклинали. Наконец, особенно широко развиты конгломераты из галек карбонатных пород. Тонкослоистых глинистых известняков, характерных для аксуранской фации, здесь почти нет. Известняки и доломиты, образующие линзовидные прослои, часто обогащены железом и обладают псевдооолитовой структурой. Фауна в дарбазинской фации специфична и обильна. Она включает крупных ринхонелл (гипотиридин) и многочисленные водоросли.

В нижних слоях разреза обнаружен определенный А. И. Золкиной *Heiloceras umblicatum* Sandb., характеризующий нижний (хейлоцеровый) горизонт фаменского яруса. В нижней половине разреза собрано много фаменских окаменелостей: *Productus (Plicatifer) vlangali* Rom.; *Pr. (Praewaagenoconcha) murchisoniana* Rom. *Pr. (Waagenoconcha) sp.*; *Spirifer (Cyrtospirifer) romanovskii* Nal.; *Sp. (Cyrtosp.) aperturatus* Nal. *Rhynchonella (Camarotoechia) turanica* Rom.; *Rhynchonella (Hipothyridina) sp.* Последние представлены очень крупными вздутыми раковинами. Затем найден считающийся обычно среднедевонской окаменелостью *Spirifer (Cyrtospirifer) aperturatus* Schlöth.

В верхней части нижней половины разреза много живших от среднего девона до нижнего карбона *Pugnax pugna* Martin.

Кроме того были определены *Rhynchonella (Pariphorinchus) nov. sp.*; *Chonetipistula sp.*; *Athyris sp.*

В верхней части разреза найдены: *Spirifer (Cyrtospirifer) cf. kurban* Nal., по Д. В. Наливкину, встречающиеся в верхней части фаменского яруса, а по О. И. Сергуньковой — в породах этренского возраста, и *Spirifer (Adolfia) sp.* появляющийся, по О. И. Сергуньковой, в этренских слоях.

Перечисленные особенности дарбазинской фации вполне четко указывают, что ее породы отлагались в весьма мелководных прибрежных условиях и располагались ближе к области размыва, чем находящиеся северо-восточнее нее породы аксуранской фации.

Таким образом, отложения дарбазинской фации позволяют констатировать область размыва, находившуюся юго-западнее их современных выходов. Поскольку в юго-западной и осевой частях района повсеместно распространена кызылсанская фация слабоалевритистых доломитов и известняков, становится очевидным, что эта область размыва могла располагаться только на месте ядра юго-восточной части современной Мынчабырской антиклинали, на участке длиной не больше 8–9 км и шириной — 4–5 км.

Выявленная область размыва, в которой обнажались тюлькубасские и ордовикские породы, питала обломочным материалом участки бассейна, находившиеся как северо-восточнее ее, так и юго-западнее. Поэтому терригенный материал в виде песчаников и конгломератов с кварцевой галькой появляется в центральной части района в кызылсанской фации по мере приближения к юго-западному крылу Мынчабырской антиклинали.

Дарбазинская прибрежная мелководная фация, несмотря на повышенное по сравнению с аксуранской фацией, количество терригенного материала, вместе с тем обладает большим относительным количеством доломитов, чем аксуранская. По данным С. Е. Колотухиной и А. С. Нем-

ковой, доломиты составляют 32,6% разреза дарбазинской фации, тогда как в разрезе аксуранской фации — только 9,4%. Такие соотношения, которые на первый взгляд опровергают сделанный выше вывод об уменьшении доломитности по мере увеличения притока пресных вод, вносящих в бассейн терригенный материал, на самом деле не противоречат этому выводу. Дело в том, что дарбазинская фация отлагалась вблизи весьма небольшого по площади острова, с которого не могло поступать значительного количества пресной воды. Размыв здесь происходил преимущественно за счет морской абразии, а не речной эрозии. Поэтому поступление терригенного материала не сопровождалось заметным опреснением морской воды. В таких условиях в результате испарения в прибрежных, наиболее мелководных участках соленость воды могла повышаться.

Таким образом, в результате рассмотрения фаций фаменских отложений удастся установить область слабого размыва (и, следовательно, поднятия), лежавшую непосредственно к северо-востоку от Байджансайского района. Затем были выявлены два небольших участка размыва и поднятия, совпадающие с Ашасайской и отчасти с Мынчабырской антиклиналями.

В заключение рассмотрения фаций, нужно отметить тесную связь между литологическими фациями и содержащимися в них окаменелостями. Эта связь выразилась в том, что каждая фация в нашем районе обладает особым комплексом окаменелостей. В свете палеогеографических реконструкций становится понятным особенное разнообразие фауны и наличие кораллов в верхней части разреза Иректау. Этот участок находился в наиболее благоприятных условиях для развития разнообразной фауны, поскольку он был удален от прибрежных областей с мутной водой и вместе с тем в конце фаменского века в нем вода освободилась от повышенной солености, обычной для большей части района (за счет разбавления водами, стекавшими из северо-восточной области размыва).

Рассмотрение мощностей фаменских отложений позволяет подкрепить и несколько развить сделанные выводы о тектонических движениях.

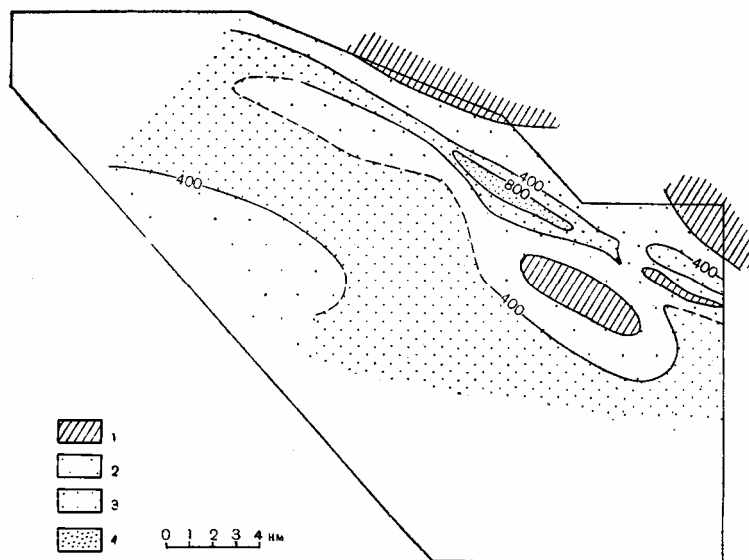
В частях района, наиболее удаленных к юго-западу, мелководные, преимущественно доломитные, осадки кызылсанской фации имеют мощность 300—400 м. По направлению на северо-восток мелководность осадков сохраняется, но мощность их заметно возрастает и достигает 500 м и более в осевой части района. Далее к северо-востоку осадки, представленные в мелководных фациях: кызылсанской, дарбазинской и родничковой, испытывают резкое сокращение мощностей — до 200 м или даже полное выклинивание.

В этой полосе появляются участки размыва на местах ядер, современных Мынчабырской (юго-восточная часть) и Ашасайской антиклиналей. Затем, пройдя зону уменьшенных мощностей, мы вступаем в полосу, где фаменские отложения достигают мощностей 800 м и более. Еще дальше к северо-востоку, за границей района, была предположена область размыва.

Имея в виду примерно одинаковую глубину образования всех осадков и то, что относительно глубоководные из них встречаются в разрезах аксуранской фации, обладающих наибольшими мощностями, можно достаточно уверенно считать мощность фаменских пород показателем величины общего погружения их подошвы в течение фаменского века (фиг. 18).

Так мы приходим к заключению, что в юго-западной части района на месте ядра современной Акбетской антиклинали еще в фаменском

веке наметился участок, отстававший в своем опускании от более северо-восточной, ныне синклинальной зоны. Никаких достоверных доказательств замедленности опускания в фаменском веке на месте Булакбетской антиклинали установить не удастся; зато выясняется, что на участках современных Мынчабырской и Ашасайской антиклиналей опускание было значительно меньше, чем в соседних зонах и что здесь возникали отдельные небольшие поднятия, подвергавшиеся размыву.



Фиг. 18. Схема предполагаемых вертикальных перемещений подошвы фаменских отложений в течение фаменского века в Байджансайском районе. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

- 1 — поднятие, сменившееся слабым опусканием — менее чем на 200 м; 2 — опускание менее 400 м;
3 — опускание от 400 до 800 м; 4 — опускание более 800 м.

Поднятия на Ашасайском участке происходили еще во франском веке. На Мынчабырском участке местные поднятия в фаменском веке проявились впервые. В области Кокджотского горста в фаменском веке происходило длительное слабое неравномерное и неповсеместное поднятие.

Сделанные выше выводы о зависимости фаций и мощностей фаменских отложений (якобы находящихся в аллохтонных условиях залегания) от основных крупных складок, наблюдаемых во франко-среднедевонских и нижнепалеозойских отложениях, находящихся, безусловно, в автохтонном залегании, — еще одно неопровержимое доказательство отсутствия тектонических покровов в Байджансайском районе.

Данные о характере движений и географии Байджансайского района в фаменском веке позволяют уточнить представления о фаменской истории всего Каратау (см. фиг. 13).

Область поднятия, намеченная северо-восточнее Байджансайского района, проявилась и на Малом Каратау. На его северо-восточном склоне, а также и в некоторых участках внутри Малого Каратау встречаются маломощные отложения, условно отнесенные к фаменту вследствие того, что они подстилают турнейский ярус. Местами эти породы ложатся на красноцветы, отнесенные к тюлькубасской свите (ур. Учбас).

Эти фаменские (?) отложения представлены прибрежно морскими кварцево-аркозовыми песчаниками, а отчасти и карбонатными породами (ур. Учбас). Мощность фаменского (?) яруса Малого Каратау, по-видимому, не превышает 100 м. Таким образом, нужно считать, что область поднятия, располагавшаяся непосредственно к северо-востоку от Байджансайского района, была довольно обширна и включала весь Малый Каратау. Эта область испытывала слабое поднятие, временами сменявшееся небольшими опусканиями, и поэтому она, хотя и была областью размыва, все же неоднократно покрывалась морем и частично являлась местом накопления маломощных осадков.

Следует отметить, что В. В. Галицкий, а также Н. Г. Кассин (1941) предполагали, что область прогибания, в которую входил Большой Каратау, включала и Малый Каратау. Областью размыва они считали Муюнкумы. Как отмечалось выше, характер осадков в Байджансайском районе (аксуранская фация) делает необходимым предполагать область размыва в непосредственной близости от этого района, т. е. на месте Малого Каратау.

В последние годы выяснилось, что и в Центральном Каратау в фаменском ярусе появляется большое количество песчаного терригенного материала вблизи северо-восточной границы зоны Большого Каратау (наблюдения В. В. Бронгулеева, М. М. Страчкова, Л. В. Беякова, Г. И. Макарычева и Е. П. Успенского). Поэтому можно предполагать продолжение поднятия Малого Каратау далеко на северо-запад.

Как известно, фаменские отложения повсеместно развиты в Большом Каратау. Отказавшись от мнения о его покровной тектонике, нужно признать, что область прогибания и накопления карбонатных осадков, включавшая Байджансайский район, занимала весь Большой Каратау.

Южнее Байджансайского района, на северо-западном окончании Боролдайского хребта, по данным М. И. Арсовского, количество терригенного материала в разрезе фаменского яруса увеличивается, и поэтому в разрезе появляется много мергелей. Значительное возрастание песчаности разреза отмечается М. М. Страчковым к юго-западу от Байджансайского района, в бассейне Арстанды. Мощность фаменских осадков в этих районах выше 1000 м, и поэтому в их пределах нельзя предполагать областей размыва. Поскольку в юго-западной части Байджансайского района породы содержат мало терригенной примеси, естественно думать, что терригенный материал в районы западной части Боролдайского хребта и бассейна Арстанды поступал с юго-запада. Поэтому можно предполагать, что на месте низменности между Арысью и Туркестаном располагалась область вялого поднятия и слабого размыва, подобная той, которая была на месте Малого Каратау. Наличие областей размыва юго-западнее Каратау и на месте Малого Каратау было установлено выше, при рассмотрении франских и среднедевонских (?) отложений.

Таким образом, мы приходим к заключению, что в фаменском веке Большой Каратау представлял прогиб, ограниченный с двух сторон поднятиями. Развивался он с франского века и среднего (?) девона. Смену в общем терригенного осадконакопления, типичного для франского века, карбонатным, характерным для фаменского века, нужно объяснять уменьшением интенсивности поднятия областей размыва, окаймлявших прогиб.

По направлению к юго-востоку прогиб Большого Каратау расширялся и сливался с обширной областью погружения, находившейся на месте западной части Таласского Алатау, Пскемского и Чаткальского хребтов. В этой области погружение было слабее, чем в прогибе Большого

Каратау. Окаймлявшие ее зоны поднятия — зоны Таласского Алатау, Кураминского хребта и Ферганской долины — давали мало обломочного материала и сами покрывались морем, в результате чего бассейн распространялся далеко на юг, вплоть до Южного Тянь-Шаня и Памира. Отсутствие обломочного материала обуславливало господство карбонатного осадконакопления с широким развитием известняков.

На месте Каратауского прогиба образовался пролив, отходивший на северо-запад от только что упоминавшегося бассейна. Узость и мелководность этого пролива в условиях жаркого климата способствовали повышению солености воды и, таким образом, благоприятствовали накоплению доломитов. Вблизи мест притока пресных вод, вносящих обломочный материал с обширных областей поднятия, осадки обогащались терригенной примесью, и здесь, вследствие понижения солености воды, вместо доломитов отлагались известняки или мергели.

Так своеобразные тектонические условия влияли на формирование резко различных фаций фаменских отложений, развитых в Каратау: известняково-доломитовой фации, характерной для северо-запада Центрального Каратау, основной части Байджансайского района (кзылсанская фация) и восточного Бородай; известково-мергельной фации Центрального Каратау и западной части Бородайского хребта и известково-песчаной фации, приуроченной к северо-восточной границе прогиба Большого Каратау и к его центральной части в бассейне Арстанды.

Судя по мощности, опускание в области прогиба шло неравномерно. На северо-западе и юго-востоке прогиба оно было меньше 1000 м. Центральный участок опустился более чем на 1000 м. Максимум опускания, по-видимому, лежал ближе к юго-западному краю прогиба.

Одновременно с общим значительным опусканием внутри прогиба развивались отдельные небольшие по площади поднятия. Такие поднятия мы обнаружили в Байджансайском районе, который в целом погружался медленнее, чем районы, граничащие с ним с юга и юго-запада. Возможно, в фаменском веке возникали поднятия в западной части Бородайского хребта, где местами турнейские известняки залегают трансгрессивно на тюлькубасских отложениях (В. Н. Павлинов и М. И. Арсовский).

В Центральном Каратау для ряда участков трансгрессивное залегание нижнетурнейских пород на фаменских осадках установил В. В. Бронгулев (1957).

В свете изложенных представлений относительно условий образования фаменских пород Каратау становится понятной специфика фаменского яруса в Байджансайском районе. Особые и разнообразные фации и их резкие изменения связаны с тем, что этот район располагался возле границы областей прогибания и поднятия. Дополнительные осложнения процесса осадконакопления создавались в результате роста небольших поднятий внутри этого района.

ТУРНЕЙСКИЙ ВЕК

Породы турнейского яруса весьма широко распространены во всем Каратау и далеко за его пределами — в Центральном Казахстане и Тянь-Шане. В большинстве районов Центрального Казахстана, западнее оз. Балхаш, в Большом Каратау и в юго-западной части Северного Тянь-Шаня (Таласский, Пскемский, Чаткальский и Кураминский хребты) турнейские отложения представлены известняками и частично доломитами, которые вместе с фаменскими известняками, доломитами и

мергелями входят в состав карбонатной свиты среднего палеозоя. На отдельных участках карбонатные породы фациально замещаются глинистыми сланцами и песчаниками (нередко красноцветными).

В перечисленных областях турнейские отложения обычно разделяются на две части. В нижней части разреза господствуют известняки и часто встречаются доломиты. В верхней появляются глинистые сланцы, мергели и песчаники. Широко распространены в ней стяжения кремней.

Турнейские породы, по-видимому, почти не накапливались на большей части Южного Тянь-Шаня (Туркестанский хребет) и в узкой полосе, тянущейся вдоль оси Северного Тянь-Шаня. В эту полосу входили восточное окончание Таласского Алатау и отчасти Киргизский хребет.

В восточных районах Казахстана широко развиты разнообразные терригенные и вулканогенные породы нижнекаменноугольного возраста, относящиеся к совершенно иной фациальной провинции.

Турнейские отложения хр. Каратау представлены в виде двух фациальных комплексов. На северо-восточном склоне Малого Каратау развиты прибрежно-морские и прибрежно-лагунные аркозовые песчаники и мергели с прослоями конгломератов и известняков. В этих породах встречаются углистые прослои. Нижнетурнейские слои залегают здесь трансгрессивно на поверхности денудированных каледонских гранитов и нижнепалеозойских пород. По всей вероятности, под турнейскими песчаниками местами залегают маломощные фаменские терригенные отложения. Общая мощность палеонтологически охарактеризованных турнейских осадков в этом месте достигает 300 м (фиг. 19).

Юго-западнее, т. е. в Байджансайском районе, а также во всей зоне Большого Каратау нижняя половина турнейского яруса складывается известняками и доломитами, а верхняя — известняками и мергелями с прослоями песчаников, глинистых сланцев и конгломератов. Мощность турнейских отложений в Каратау обычно 800—2000 м.

Важно подчеркнуть, что в ряде мест отмечалось трансгрессивное залегание нижнетурнейских известняков на фаменских и тюлькубасских отложениях (в Центральном Каратау это явление описал В. В. Бронгулеев, а на западном окончании Боролдайского хребта — В. Н. Павлинов и М. И. Арсовский).

В Байджансайском районе турнейские отложения распространены довольно широко. На всей площади района их разрез можно разделить на две части. Нижняя часть, представленная главным образом слабослоистыми и массивными известняками и доломитами, содержит окаменелости этренской макрофауны и выделяется в качестве нижнетурнейских отложений. Стратиграфически выше вполне согласно залегают тонкослоистые карбонатные породы с значительной примесью терригенного песчаного и глинистого материала с прослоями конгломератов. В этих отложениях найдены турнейские окаменелости. Данные породы условно выделяются в качестве верхнетурнейских. Необходимо отметить, что граница между породами, считающимися нижне- и верхнетурнейскими, в разных частях района, возможно, располагается не строго на одном стратиграфическом уровне. На юго-восточной окраине района в результате фациальных замещений она, по-видимому, несколько спускается по разрезу.

Нижнетурнейские осадки выражены в Байджансайском районе в различных фациях (фиг. 20). В наибольшей по площади юго-западной части района нижнетурнейские отложения представлены массивными и отчасти слоистыми светло-серыми морскими известняками у з у н т а с с к о й

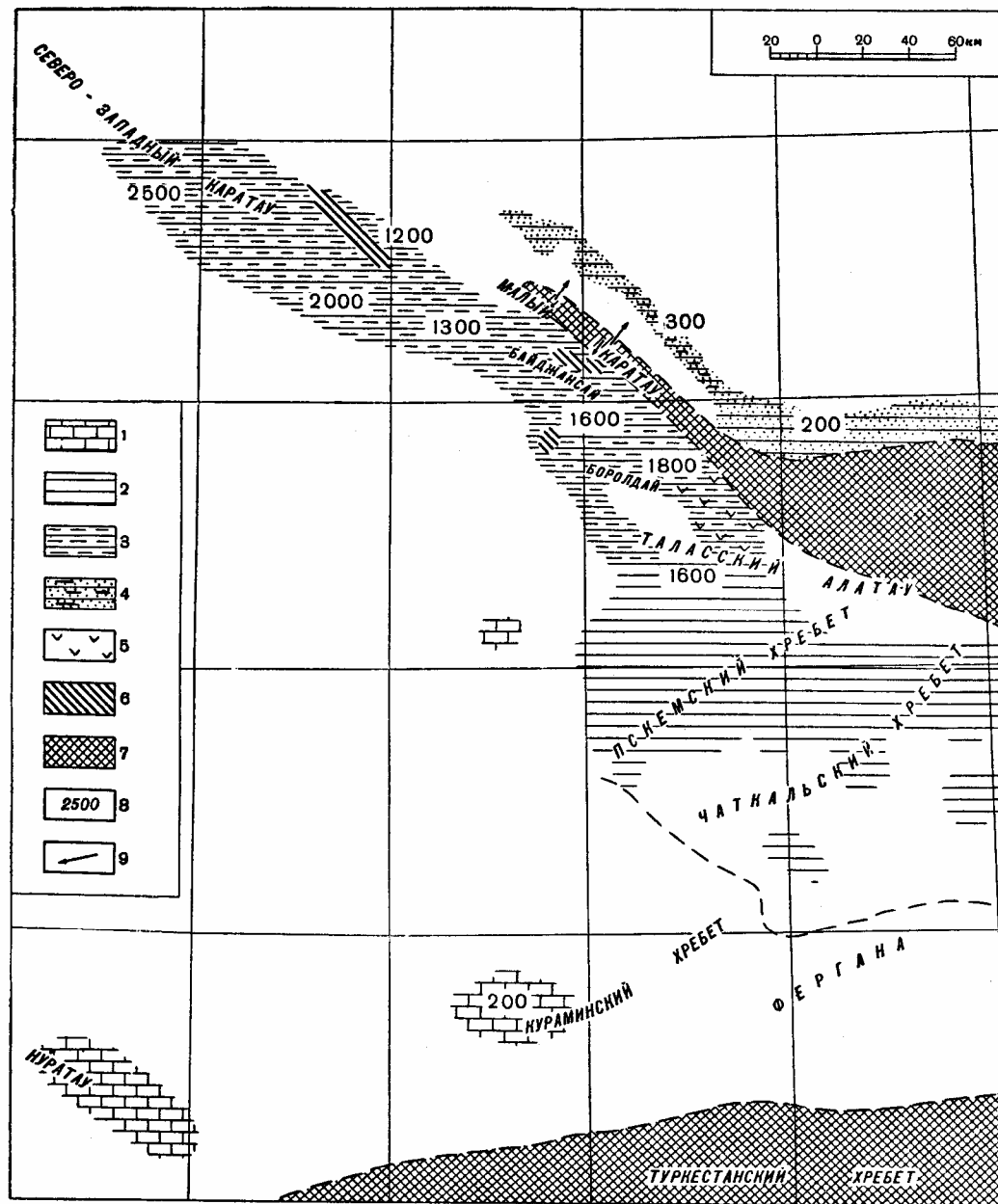
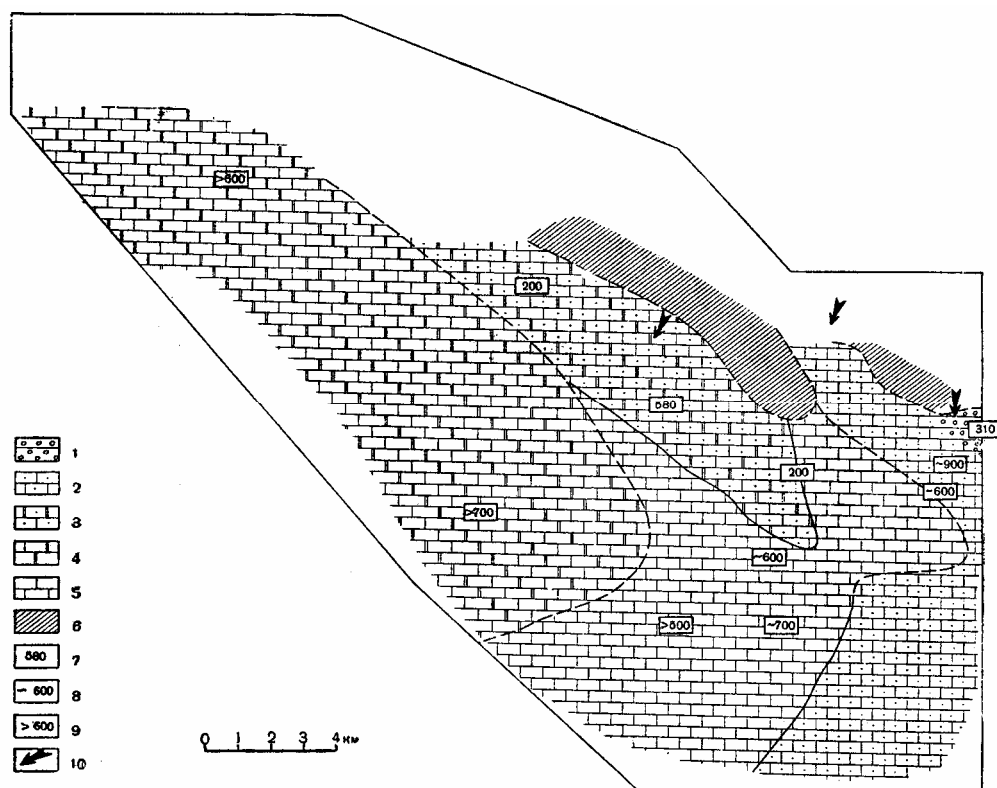


Рис. 19. Схема фаций и мощностей турнейских отложений в северо-западной части Тянь-Шаня. Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

1 – морские известняки; 2 – в нижнем турне морские известняки и доломиты; в верхнем – морские известняки и глинистые сланцы; 3 – в нижнем турне морские известняки и доломиты; в верхнем – известняки, мергели, глинистые сланцы, песчаники и кремни; 4 – прибрежно-морские мергели, аркозовые песчаники, известняки и конгломераты с углистыми прослоями; 5 – вулканогенные прослои; 6 – участки проявления временных поднятий в турнейском веке; 7 – области слабого развития или отсутствия турнейского яруса, испытавшие слабое поднятие и размыв во время его отложения; 8 – наибольшая истинная мощность в метрах; 9 – направление сноса обломочного материала. Штриховки, обозначающие фации отложений, нанесены только в областях развития выходов турнейского яруса.

фац и и. В них, кроме игл морских ежей, собраны многочисленные нижнетурнейские *Ambocoelia* cf. *unionensis* Weller., определенные А. И. Золкиной.

Северо-западнее центрального участка в основании нижнетурнейских известняков развиты многочисленные прослои доломитов, которые позволяют нам выделять дегризскую фац и ю переслаивания известняков и доломитов. Здесь удалось обнаружить лишь микрофауну в черных



Фиг. 20. Схема фац и и мощностей нижней части турнейского яруса Байджансайского района. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 – морские прибрежные органогенно-обломочные известняки и известняковые конгломераты (восточно-ашасайская фац и ю); 2 – морские тонкослоистые алевритистые известняки и мергели с прослоями песчаников и конгломератов (айлимбайская фац и ю); в основании разреза – известняки (узунтасская фац и ю); 3 – морские тонкослоистые алевритистые и глинистые доломиты и известняки (коксайская фац и ю); 4 – морские слоистые и массивные органогенно-обломочные известняки (узунтасская фац и ю), содержащие в нижней части разреза прослои доломитов (дегризская фац и ю); 5 – морские массивные и слоистые органогенно-обломочные известняки (узунтасская фац и ю); 6 – участки размыва; 7 – истинная мощность в метрах в опорных стратиграфических разрезах; 8 – мощности, измеренные не вполне точно (не рулеткой); 9 – видимые мощности в метрах; 10 – предполагаемое направление сноса терригенного материала.

Штриховка нанесена только в местах распространения выходов нижней части турнейского яруса.

мелкозернистых известняках. А. М. Куликовой были определены: *Archaeosphaera minima* S u l.; *A. crassa* L i p.; *A. magna* S u l.; *Bisphaera angulata* mscr. R e i t l.; *Vicinisphaera* sp.; *Parathurammia dagmarae* S u l.; *P. suleitmanovi* L i p.; *P. ex gr. spinosa* L i p.; *P. baituganensis* mscr. R e i t l.; *Radiosphaera* sp.; *Tuberitina* sp.; *Capidoides* sp.; *Huperammia minima* B i r.; *Lagena* sp. и сифонниковые водоросли.

В центральных частях района палеонтологически охарактеризованные нижнетурнейские осадки, согласно залегающие на фаменском

ярусе, состоят из тонко- и среднеслоистых известняков и доломитов с прослоями мергелей и примесью алевритного и глинистого материала. Они объединены нами в коксайскую фацию, в нижних слоях разреза которой А. И. Золкина нашла определенные ею *Cyrtospirifer julii* D e h é e, характерные для отложений нижнетурнейского (этрэнского) возраста. Кроме того, здесь был обнаружен *Martiniopsis* sp. и собрана определенная А.М. Куликовой микрофауна: *Archaesphaera magna* Sul.; *A. grandis* Lip.; *A. minima* Sul.; *A. crassa* Lip.; *Bisphaera irregularis* Bir.; *B. elegans* Viss.; *Vicinisphaera* sp.; *Parathuramina dagmarae* Sul.; *P. suleimanovi* Lip.; *P. spinosa* Lip.; *Rodiosphaera* sp.; *Tuberitina maljavkini* Mikh.; *Endothyra primaeva* R a u s.; *Nodosinella* и сифонниковые водоросли.

Стратиграфически выше найдены нижнетурнейские *Spirifer* cf. *mariouensis* Shumard.; *Ambocoelia* cf. *unionensis* Weller.

В средней части разреза собраны *Euomphalus* (?) sp.; *Orthoceras* sp.; нижнетурнейский *Plicochonetes* cf. *elegans* Kon.; а также *Brachythyris* (?) sp.; *Ambocoelia* sp.

В верхней части разреза коксайской фации А. И. Золкина собрала *Chonetipustula* cf. *laevis* Nal.; *Plicochonetes elegans* K o n., совместное нахождение которых она считает свидетельством нижнетурнейского возраста пород, содержащих, кроме того, *Brachythyris* sp.; *Ambocoelia* sp.

В шифах А. М. Куликова определила: *Archaesphaera minima* Sul.; *A. crassa* Lip.; *A. grandis* Lip.; *Bisphaera elegans* Viss.; *Vicinisphaera* sp.; *Parathuramina suleimanovi* Lip.; *P. tuberculata* Lip.; *P. cushmani* Sul.; *P. ex gr. dagmarae* Sul.; *Rodiosphaera* sp.; *Tuberitina maljavkini* Mikh.; *Endothyra* sp.; *Quasiendothyra kobeitusana* Raus. и сифонниковые водоросли.

В северо-восточной части района, на юго-западном крыле Мынчабырской антиклинали можно констатировать появление нижнетурнейских осадков, сходных с теми, которыми представлены верхнетурнейские породы, т. е. песчанистых и глинистых известняков и доломитов с прослоями известковистых песчаников и конгломератов.

На юго-восточном окончании Мынчабырской антиклинали снова наблюдается узунтасская фация массивных известняков. Далее к северо-востоку верхняя часть разреза узунтасской фации переходит в а й л и м - б а й с к у ю ф а ц и ю, развитую в Айлимбайской синклинали. Эта фация сложена морскими тонкослоистыми алевритистыми и глинистыми известняками с прослоями органогенно-обломочных известняков, известковистых песчаников и известняковых конгломератов.

В айлимбайской фации удалось собрать нижнетурнейские (этрэнские) *Spirifer* (*Lamellispirifer*) sp.; *Brachythyris peculiaris* S h u m.; *Clymenia* (*Cymaclymenia*) sp.; а также *Leptaena* nov. sp.; *Naticopsis* sp.

Наконец, еще дальше к северо-востоку, на юго-западном крыле Ашасайской антиклинали стратиграфически выше узунтасской развита восточноашасайская фация нижнетурнейских пород, представляющая морские мелководные известняковые конгломераты, песчанистые известняки, водорослевые и массивные известняки. В ней найдены нижнетурнейские (этрэнские) окаменелости, определенные А. И. Золкиной: *Productus* (*Plicatifera*) nov. sp.; *Spirifer* (*Lamellispirifer*) sp., а также *Leptaena* nov. sp.; *Streblotripella* sp.

Таким образом, для перечисленных фаций палеонтологически достаточно достоверно устанавливается их турнейский возраст.

До наших работ большинство указанных отложений уже считалось нижнетурнейскими. Однако установление относительного возраста ряда толщ и даже фаций вызывало разногласия. Так, например, айлимбай-

ская фацция обычно относилась к верхнетурнейским образованиям. Главные расхождения с предыдущими исследователями заключаются в том, что породы многих выходов, считавшихся раньше также турнейскими, мы отнесли к описанным выше кембрийским (ядро Мынчабырской антиклинали. Джиландинская антиклиналь), или фаменским отложениям (аксуранская фацция).

Верхнетурнейские отложения отличаются меньшей резкостью фациальных изменений, и поэтому они были разделены только на две фацции. Первая, залегающая в общем стратиграфически ниже второй, названа ашасайской. Ее слагают алевритистые и песчанистые органогенно-обломочные известняки и известково-доломитные породы с прослоями песчаников, глинистых сланцев и конгломератов из обломков карбонатных пород и песчаников. В песчанистых известняках часто встречаются остатки криноидей. В них же были найдены определенные А. И. Золкиной *Productus (Dictioclostus) sp.*; *Spirifer (Lamellispirifer) sp.* турнейского возраста.

Стратиграфически выше развиты сходные отложения кызылбулакской фацции, отличающиеся от ашасайской множеством прослоев глинистых сланцев (фиг. 21).

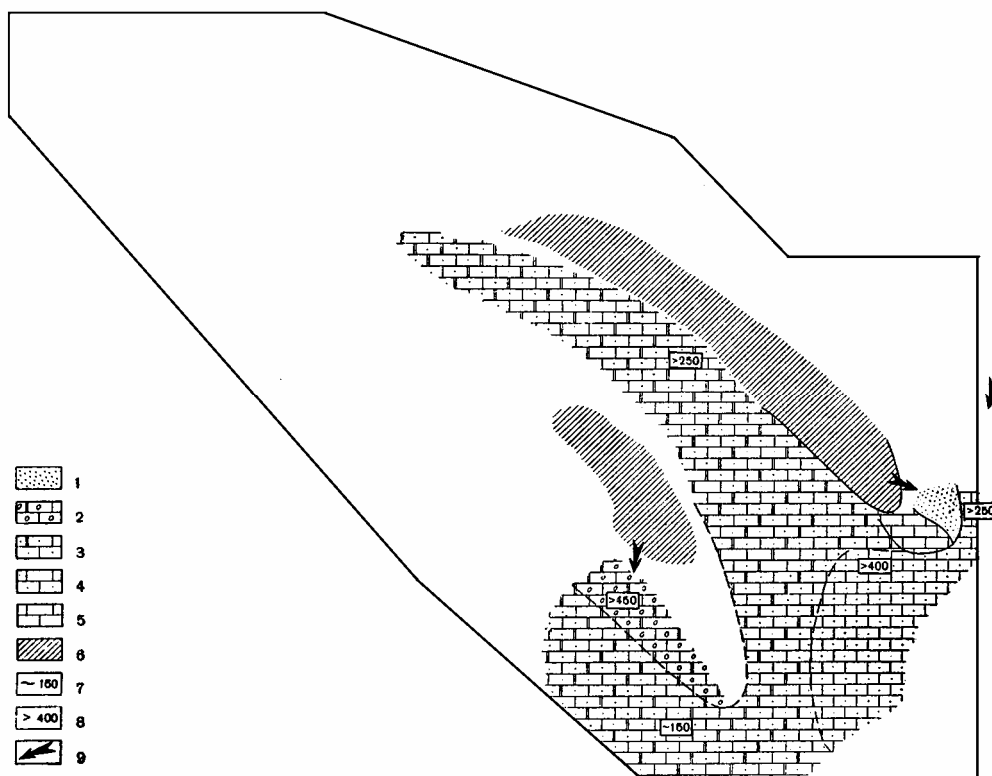
Прежде чем приступить к обсуждению соотношений между отдельными фацциями, необходимо еще раз подчеркнуть, что выделение нижне- и верхнетурнейских отложений в Байджансайском районе основано на литологических, а не на палеонтологических признаках, и поэтому границу между ними мы проводили условно и, возможно, не вполне одинаково в разных частях района. Попытки установления истинного положения границы и ее прослеживания через весь район требуют больших дополнительных палеонтологических, особенно микропалеонтологических исследований.

Перечисленные турнейские отложения, завершающие стратиграфический разрез Байджансайского антиклинория, залегают нормально на более древних осадках. На большей части площади района они согласно и постепенно сменяют фаменский ярус. На северо-востоке района, на своде Ашасайской антиклинали на весьма небольшом участке они трансгрессивно с угловым несогласием ложатся не только на фаменские породы, но даже на тюлькубасские и ордовикские. Вблизи этого участка внутри турнейских отложений развиты конгломераты, содержащие обломки песчаников и глинистых сланцев ордовика, обнажающихся на участке размыва (восточноашасайская фацция).

Многочисленные выходы карбонатных пород, считавшихся раньше турнейскими и непосредственно контактирующих с ордовикскими песчаниками и сланцами, как было установлено при детальном исследовании, не имеют никакого отношения к карбону и являются средне- и верхнекембрийскими. Таким образом, в пределах всего района не остается никаких доказательств аллохтонного залегания карбона в виде тектонического покрова. Наоборот, имеется более чем достаточно данных для того, чтобы с полной категоричностью утверждать нормальное стратиграфическое (автохтонное) залегание карбона. Следовательно, оказывается снятой последняя из пологих поверхностей региональных тектонических срывов, которые Галицкий считал развитыми не только в Байджансайском районе, но и в других частях Каратау.

Другой важный вывод, к которому мы пришли в результате своих исследований,— это констатация заметных изменений фаций турнейского яруса в пределах Байджансайского района. Предыдущие исследователи не уделили должного внимания этой важной особенности карбона.

Каждая выделенная нами фация карбона представляет комплекс осадков, образовавшихся в сходных, но не вполне одинаковых условиях. Чтобы правильно оценить взаимоотношения между сложно построенными фациями, следует сначала охарактеризовать основные простые виды морских осадков, из которых слагаются эти фации.



Фиг. 21. Схема фаций и мощностей верхней части турнейского яруса Байджансайского района. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 — морские известковистые песчаники с прослоями конгломератов; 2 — морские песчаники и конгломераты с прослоями известняков и доломитов; 3 — морские алевритистые и песчаные известняки и доломиты с прослоями песчаников и глинистых сланцев; 4 — морские алевритистые и песчаные известняки с прослоями песчаников и глинистых сланцев; 5 — морские слабослоистые известняки; 6 — предполагаемые участки размыва; 7 — мощности в метрах, измеренные не вполне точно (не рулеткой); 8 — видимые мощности в метрах; 9 — предполагаемое направление сноса терригенного материала.

Штриховки нанесены только в местах распространения выходов верхней части турнейского яруса.

Рассматривая условия образования простых видов карбонатных осадков, нужно иметь в виду две группы факторов, определяющих процесс седиментации. Одни факторы связаны с химическими и динамическими особенностями воды, из которой выпадает карбонатный осадок. Другие факторы регулируют поступление в область седиментации различных количеств обломочного материала того или иного состава и большей или меньшей грубости. Принесенный извне обломочный материал смешивается с местным карбонатным осадком, и в результате образуется карбонатная порода. Последние факторы влияют также на химизм вод, поскольку обломочный материал вносится реками, т. е. поступающими со стороны другими водами, несущими не только обломки

пород, но и растворенные вещества и коллоидальные взвешенные частицы.

Перейдем к главным простым видам карбонатных осадков турнейского яруса Байджансайского района (фиг. 22).

1. Одним из часто встречающихся простых видов карбонатных осадков являются темно-серые и черные микрозернистые, слабо перекристаллизованные известняки с множеством обломков различных раковин, со ступковым сложением и оолитовыми образованиями. Иногда эти известняки слабо битуминозны. Часто в них наблюдается незначительное окремнение. Долomitность пород обычно незначительна и отмечается далеко не всегда. Слоистость развита не сильно. Преобладают средние по мощности слои (от 10 см до 1 м).

Такие известняки несут следы относительно небольшого перемывания образовавшегося на дне органогенно-обломочного и отчасти химически осажденного (оолиты) кальцитового материала. Большое количество органического вещества, придающего породе темный цвет и битуминозный запах, свидетельствует о быстром и окончательном захоронении осадков, что связано с небольшой интенсивностью его перемывания. Наличие небольшого количества доломита свидетельствует о довольно высокой общей солености воды, которая, судя по рассмотренным Н. М. Страховым (1951) данным об условиях образования карбонатных осадков, не могла превышать 4% и быть ниже 1–2%.

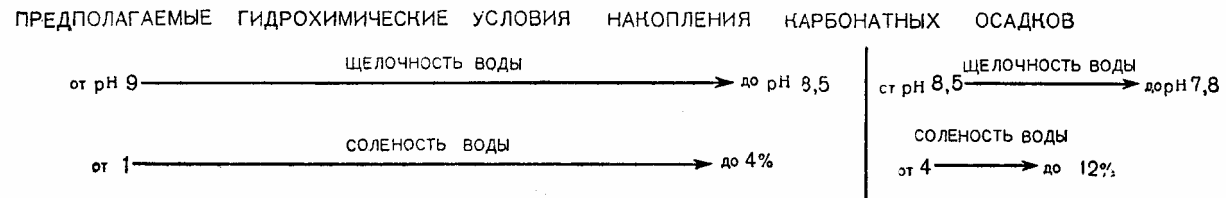
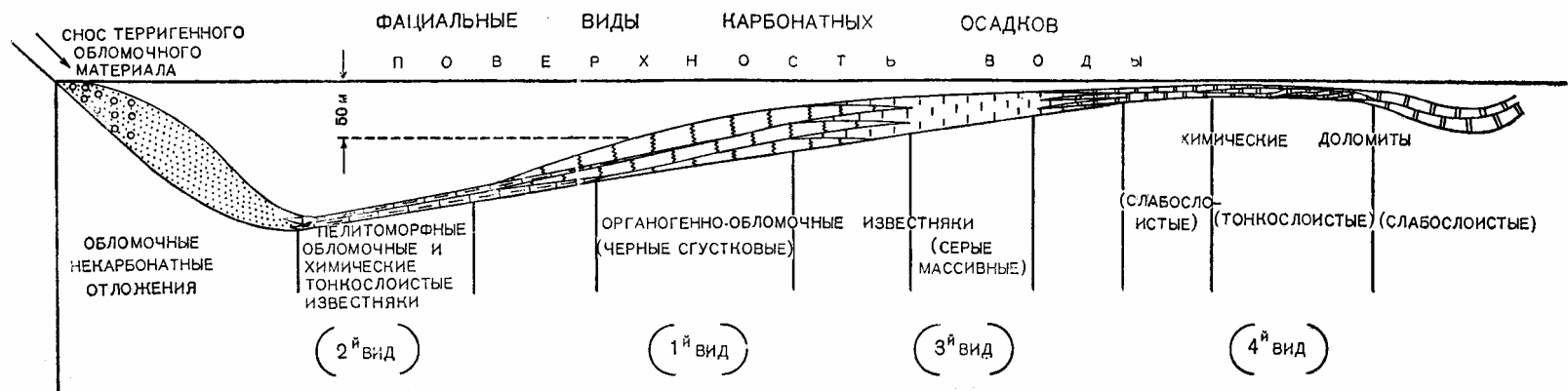
В богатом органическим веществом известковом иле содержалось, вероятно, много бактерий, с деятельностью которых нужно связывать появление в породах сероводорода. Кроме того, бактерии должны были выделять также углекислый газ. Эти продукты жизнедеятельности бактерий не могли не снижать щелочность воды в иле во время его диагенеза. При понижении щелочности растворимость кремнезема резко падает, и поэтому можно предполагать, что избыток кремнезема выделялся из грунтовой воды и окварцовывал осадок. Снижение щелочности рН вместе с тем обуславливает повышение растворимости карбонатов кальция и магния. Поэтому снижение рН могло приводить также и к частичному растворению осадка, которое со временем сменялось обратным выпадением карбонатов при затухании жизнедеятельности бактерий после окончательного захоронения слоя. Так можно объяснить раннюю диагенетическую перекристаллизацию известняков.

Глубину накопления рассмотренных черных органогенно-обломочных известняков, содержащих оолитовые образования и остатки обильной донной фауны и водорослей, надо считать близкой к 50 м. Щелочность морской воды в этих участках моря, вероятно, была от рН ≈ 9 до рН $\approx 8,5$ (Страхов, 1951).

Карбонатные породы первого типа с большей или меньшей примесью терригенного некарбонатного материала можно встретить во всех фациях нижнетурнейских отложений и в ашасайской верхнетурнейской фации. В наименьшей степени они распространены в узунтасской и коксайской фациях.

2. Второй вид карбонатных осадков представлен тонкослоистыми и весьма тонкослоистыми пелитоморфными и микрозернистыми кальцитовыми породами с примесью глинистого и алевроитового материала. В зависимости от количества и зернистости этой примеси наблюдаются алевроитистые глинистые известняки, и мергели, или известковистые алевролиты и аргиллиты.

Пелитоморфный и микрозернистый кальцитовый осадок с правильной тонкой слоистостью, не содержащий крупных обломочных частиц, следов размыва слоев и остатков донных организмов, нам представляется



Фиг. 22. Схема предполагаемых условий формирования основных видов карбонатных осадков Байджансайского района

обязательным считать более глубоководным, чем черные органогенно-обломочные известняки (первый вид). Но при этом нужно помнить, что кальцитовый осадок вряд ли мог формироваться на глубинах более 200 м. Этот карбонатный осадок в значительной степени может представлять собой перетертый тонкий карбонатный обломочный материал, сносившийся волнами из мелководных участков моря. Кроме того, в составе осадка может быть широко представлен и химически осажденный кальцит.

Процессы диагенетической перекристаллизации проявились в этом виде осадков слабо, и это легко связать с относительной его глубоководностью и неорганогенным происхождением, при которых бактерии в иле должны были развиваться слабее.

Отсутствие признаков доломитизации позволяет общую соленость воды предполагать равной 1–2‰, а щелочность при $pH \approx 9-8,5$.

Большое количество примешанного кварцевого обломочного материала свидетельствует о притоке других вод, которые, поступая из областей размыва, могли нести в виде истинных и коллоидных растворов окислы кремния, алюминия и железа. При смешении двух вод различной солености обычно происходит осаждение этих компонентов. Глинозем с кремнеземом должны были образовывать глинистые минералы группы монтмориллонита (среда щелочная), а с избытком выпадавшего кремнезема можно связать окремнение пород. Железо осаждалось в виде водных окислов, зерна которых рассеяны в рассматриваемых породах. Воды, приносившие глинозем, кремнезем и окислы железа, могли обладать кислой реакцией среды и должны были поступать с суши, покрытой растительностью.

Карбонатные породы второго типа наиболее широко распространены в айлимбайской фации и встречаются в ашасайской фации в северо-восточной и осевой частях района.

3. Третий основной вид представляют слабо слоистые и массивные серые, иногда слабо доломитистые известняки, часто переходящие в конгломераты, состоящие из обломков этих же известняков. Породы слагаются из обломков раковин брахиопод, кораллов, криноидей и окатанных и частично перекристаллизованных темно-серых мелкозернистых органогенно-обломочных известняков первого вида. Характер пород свидетельствует о многократном и длительном перемывании карбонатных осадков до их окончательного захоронения. В процессе перемывания на малой глубине отлагавшийся первоначально известняк первого вида перетирался. Органическое вещество, входившее в его состав, окислялось и разрушалось.

Во временно отлагавшихся между периодами перемывания известковых илах, благодаря жизнедеятельности бактерий, щелочность понижалась и начиналось растворение и химическое переотложение кальцита, приводившее к образованию перекристаллизованных известняков, а также развивалось слабое окремнение. В этих мелководных условиях, вследствие многократного перемешивания, перетирания и диагенетической перекристаллизации, формировались однородные серые зернистые известняки со слабо развитой слоистостью.

По сравнению с первым видом известняков третий вид, безусловно, более мелководен. Появление слоистости в известняках нужно рассматривать как признак некоторого углубления уровня осадконакопления (если не появляются прослой доломитов, о чем будет сказано ниже).

Известняки третьего вида образуют прослой во всех фациях, кроме кзылбулакской. Особенно широко они развиты в узунтаской фации, которая почти вся сложена этими породами.

4. Четвертый основной вид карбонатных отложений образуют доломиты и известково-доломитные породы с высоким содержанием доломита. Этот вид можно разделить на два подвида: слабослоистых и тонкослоистых пород. Слабослоистые породы однородны и обладают средней и крупной зернистостью. В тонкослоистых отложениях состав пород быстро изменяется от слоя к слою, а также и внутри отдельных слоев. Зернистость часто мелкая. Наблюдаются следы многократного перемывания осадков и прослой осадочных брекчий и конгломератов из обломков доломитов. Часто встречаются оолитовые и псевдооолитовые образования доломитного состава. Широко развито окремнение пород.

Перечисленные главные характерные черты строения доломитных пород не оставляют сомнения в их осадочном происхождении и в осадочном происхождении доломитных зерен. Аналогичный вывод был сделан выше в отношении доломитов в фаменских отложениях. Повторяя его, следует еще раз подчеркнуть, что большинство предыдущих исследователей считали доломиты Каратау гидротермальными, а не осадочными. Образование доломитов они связывали с формированием полиметаллических гидротермальных руд; доломит считали поисковым признаком на руду. Использование доломитов при палеогеографических реконструкциях оказывалось невозможным. Делая вывод об осадочном происхождении доломитов, нужно считать неправильным использование этих пород в качестве поискового признака на гидротермальные руды. Зато появляется возможность палеогеографических реконструкций, основанных на рассмотрении закономерностей распространения доломитов.

Доломитный осадок мог либо непосредственно выпадать из воды, формируя оолиты, либо образовываться в известковом иле на ранних стадиях диагенеза, в результате его взаимодействия с углекислым магнием. Обязательное условие развития доломитов — повышенная общая соленость морской воды. В палеозойских бассейнах она, по-видимому, была выше 4%. При солености более 12% начиналась садка гипса (Страхов, 1951). Поскольку гипса в турнейских отложениях Байджансайского района нет, общую соленость воды, из которой отлагались доломиты, нужно полагать, от 4 до 12%.

Наиболее правдоподобное объяснение повышения солености воды на отдельных участках открытого моря — это предположение особой мелководности этих участков. Вследствие малой глубины вода сильнее прогревается и быстрее испаряется, чем в остальных частях моря. Вода, покрывающая отмели, частично изолирована от глубоких частей моря, обладающих более низкой соленостью, и разбавляется ими медленнее, чем поверхностные воды глубоких участков моря. Повышение солености воды над отмелями было установлено в современных морях (Страхов, 1951, 1956).

Обломочный характер доломитных пород, наблюдаемые в них прослой осадочных брекчий и даже появление косо́й слоистости подтверждают правильность предположения о их большей мелководности. Поскольку рассмотренные виды осадков отлагались из вод меньшей солености, опираясь на принятую гипотезу, доломиты открытого моря надо считать еще более мелководными, чем серые массивные известняки.

Упомянутые два подвида доломитных пород, вероятно, отлагались в несколько разных условиях. Может быть, слабослоистые доломиты, несущие меньше следов перемывания, чем тонкослоистые, отлагались на более глубоких или спокойных участках.

С повышением солености воды нужно связывать уменьшение рН до 8,5–7,8 вследствие увеличения концентрации $MgSO_4$ и $MgCl_2$. Уменьшение щелочности воды сокращает растворимость кремнезема. Поэтому

нужно ожидать выпадения излишка кремнезема в осадок и появления того окремнения доломитов, которое было нами описано в этих породах.

Кроме особой мелководности отдельных участков открытого моря, причиной повышения солености может служить мелководность и прибрежных частей моря, в которые с суши почти не поступают континентальные воды, и обломочный терригенный материал. Такие случаи отмечались в геологической литературе (Ронов, 1956).

Наконец, высокая соленость часто возникает и возникала при изоляции от открытого моря отдельных ванн и заливов, в которые почти не поступают пресные континентальные воды. Последние доломиты, может быть, следовало бы выделить в третий подвид.

Доломиты широко распространены в турнейских отложениях. Особенно типичны они для дегризской, коксайской и ашасайской фаций. В узунтасской, айлимбайской и кызылбулакской фациях их мало.

Доломиты дегризской фации нужно объяснять мелководьем открытого моря, так как они окружаются полями развития одновозрастных известняков и отлагались вдали от берега. Доломиты коксайской фации относятся к наиболее мелководным и, вероятно, являются прибрежными, так как содержат примесь терригенных пород. Среди доломитов ашасайской фации, возможно, имеются не только обусловленные мелководьем, но и формировавшиеся на более глубоких или спокойных участках отдельных ванн. Большое количество терригенного материала, распределенного весьма неравномерно в ашасайской фации, говорит о наличии отдельных поднятий, между которыми было возможно локальное осолонение вод.

Предположенные соотношения между основными видами карбонатных осадков и приблизительные характеристики гидрохимических условий их образования схематически изображены на фиг. 22.

Перейдем теперь к сравнению фаций турнейского яруса. Начнем с нижнетурнейских.

В узунтасской фации господствуют серые органогенно-обломочные известняки третьего вида. В дегризской фации широко развиты такие же серые известняки третьего и доломиты четвертого вида. Следовательно, дегризская фация несколько мелководнее узунтасской. В коксайской фации главную роль играют тонкослоистые доломиты и известково-доломитные породы четвертого вида с примесью тонкого терригенного обломочного материала. Эту фацию нужно считать еще более мелководной и вместе с тем приближенной к берегу. Айлимбайская фация, представляющая комплекс мелководных серых известняков третьего вида, более глубоководных черных известняков первого вида и относительно наиболее глубоководных тонкослоистых пелитоморфных известняков второго вида с терригенной примесью, в общем наиболее глубоководная. Большая примесь терригенного материала и прослойки песчаников и даже конгломератов говорят о существовании значительной области размыва вблизи от места накопления айлимбайской фации. Восточноашасайская фация черных и серых слабослоистых известняков первого и третьего видов с прослоями конгломератов и примесью песчаного материала является прибрежным отложением, наиболее приближенным к одному из участков размыва. Айлимбайская и восточноашасайская фации отлагались в водах с наименьшей соленостью по сравнению со всеми остальными нижнетурнейскими фациями.

Перечисленные виды карбонатных осадков могут быть найдены и среди фаменских отложений, а фации нижнетурнейских осадков можно сопоставить с фаменскими фациями. Так, узунтасская фация, безусловно, — аналог родничковой. Айлимбайская фация весьма близка к

аксуранской, и поэтому не случайно, что Галицкий объединял их как разновозрастные отложения. Обе они приурочены к северо-восточной части района. Однако залегание их на различном стратиграфическом уровне и убедительные палеонтологические данные позволяют разделять их вполне уверенно. Восточноашасайская фация чрезвычайно похожа на дарбазинскую, хотя они не только разного возраста, но и приурочены к крыльям различных антиклиналей. Нижнетурнейская дегризская фация литологически является как бы промежуточной между родничковой и кызылсанской фациями фаменского яруса. Коксайская нижнетурнейская фация литологически оказывается промежуточной между аксуранской и кызылсанской фаменскими фациями.

Верхнетурнейская ашасайская и особенно кызылбулакская фации не имеют аналогов среди фаций фаменского яруса.

Вопрос об условиях формирования различных видов карбонатных осадков и карбонатных фаций, столь разнообразных в Байджансайском районе, может представлять интерес не только в связи с расшифровкой истории тектонических движений в данном районе. Соотношения между фациями, поддающиеся объяснению в этом исключительно благоприятном и детально изученном районе, возможно, окажут помощь при анализе движений других территорий.

Распределение фаций турнейских отложений в пределах Байджансайского района позволяет сделать определенные палеогеографические выводы (см. фиг. 20). Узунтасская фация распространена почти повсеместно и представляет наиболее типичные и обычные отложения нижнетурнейского моря в зоне Большого Каратау. Эти осадки на северо-востоке Байджансайского района стали формироваться с начала турнейского века, а на юго-западе района — несколько позднее. Здесь сперва накапливались породы дегризской фации. Следовательно, в начале турнейского века на северо-востоке соленость воды была меньше, чем на юго-западе. Глубина моря на юго-западе, возможно, была меньше, чем на северо-востоке.

Несмотря на несколько большую глубину моря, на северо-востоке отмечалось небольшое поднятие на месте Ашасайской антиклинали, которое в начале турнейского века было перекрыто морем. Здесь карбон лег трансгрессивно на различные более древние породы. В северо-восточной же части района, где-то на месте ядра или юго-западного крыла современной Мынчабырской антиклинали надо предполагать другое слабое поднятие, которое фиксируется наиболее мелководными доломитными осадками (коксайская фация), содержащими примесь терригенного материала.

Затем ближе к концу первой половины турнейского века в северо-восточную часть района стало поступать довольно много терригенного обломочного материала, вошедшего в состав айлимбайской фации. Величина зерен терригенного материала увеличивается по направлению на северо-восток. В юго-западную часть района он не попадал. Поэтому нужно думать, что терригенный материал сносился с области размыва, находившейся северо-восточнее Байджансайского района. Поскольку на северо-восточном склоне малого Каратау также происходило отложение нижнетурнейских осадков, область размыва мы предполагаем между этими двумя известными областями осадконакопления, а именно в осевой части зоны Малого Каратау, т. е. на месте современного Кокджотского горста, где область размыва была намечена и для фаменского века.

Констатируя приуроченность наиболее глубоководной айлимбайской фации к одноименной синклинали и переход ее по мере приближения к

соседним антиклиналям в более мелководные фации – восточноашасайскую (на крыле Ашасайской антиклинали) и узунтасскую (на своде Мынчабырской антиклинали), нельзя не сделать вывода о росте отдельных поднятий на участках современных Мынчабырской и Ашасайской складок в первую половину турнейского века. Признаки роста Мынчабырского поднятия выявляются как на северо-восточном крыле складки по переходу айлимбайской фации в узунтасскую, так и на юго-западном крыле — по развитию коксайской фации и ее переходу к северо-востоку в ашасайскую фацию (фиг. 23).

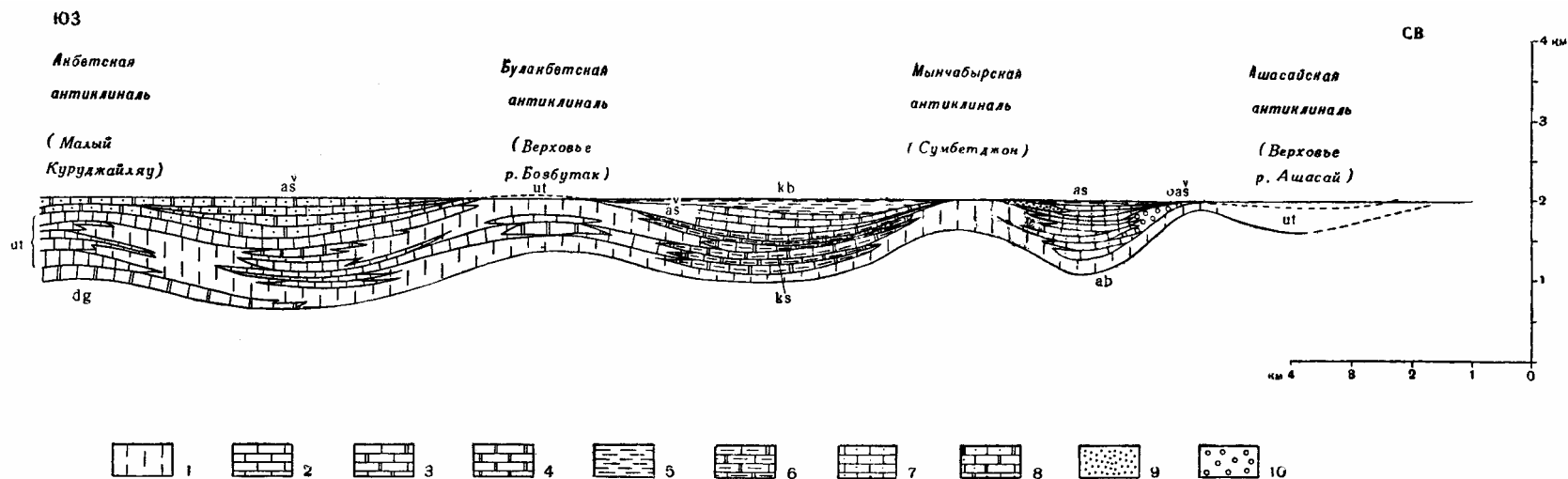
В юго-западной части района нет фациальных признаков роста отдельных поднятий в конце первой половины турнейского века.

Верхнетурнейские фации отличаются от нижнетурнейских значительным увеличением роли терригенного материала, что нужно связывать с усилением поднятий. Ашасайская фация включает различные виды карбонатных осадков, к которым примешан терригенный материал. В ней имеются черные и серые известняки первого и третьего вида, встречаются мергели и пелитоморфные известняки второго вида и доломиты четвертого вида.

Присутствие наиболее глубоководных карбонатных осадков позволяет ашасайскую фацию в целом считать более глубоководной по сравнению с узунтасской. Кызылбулакская тонкослоистая фация, содержащая мало карбонатного материала и сложенная весьма тонким терригенным материалом, по-видимому, самая глубоководная из всех турнейских осадков. Возможно, что эта глубоководность и есть причина слабой карбонатности. С приближением к внутренним частям Байджансайского района кызылбулакская фация переходит в богатые карбонатами ашасайскую и даже узунтасскую фации, которые, безусловно, нужно считать более мелководными (слоистость, грубость обломков, карбонатность).

Имея в виду большую глубоководность ашасайской фации по сравнению с подстилающей ее узунтасской, постепенность перехода ашасайской фации вверх по разрезу в кызылбулакскую и постепенное перемещение кызылбулакской фации в сторону внутренней части Байджансайского района, можно отметить, что во второй половине турнейского века постепенно увеличивалась скорость общего опускания земной коры. Осадконакопление происходило медленнее, чем опускание земной коры, и поэтому фации изменялись в сторону увеличения их глубоководности. Наряду с усилением общего погружения нужно констатировать и усиление поднятий в областях размыва, из которых стало поступать намного больше обломочного материала, чем в первой половине турнейского века.

Рассматривая изменения характера ашасайской фации в пространстве, мы должны констатировать, что в осевой части района, в Коксайской синклинали, обломочного терригенного материала меньше всего, и отмечается заметная доломитность карбонатных пород. Местами на юго-востоке района ашасайская фация переходит даже в узунтасскую. На северо-востоке в той же ашасайской фации много песчаников, которые нужно связывать главным образом с приносом обломочного материала с северо-востока. Кроме того, в Айлимбайской синклинали отмечено увеличение количества и грубости песчаников, а также и прослоев мелководных серых известняков по мере движения с востока на запад и приближения к ядру Мынчабырской антиклинали. Поэтому мы предполагаем, что во второй половине турнейского века продолжались поднятия и размыв зоны кокджотского горста и участка наблюдаемой сейчас Мынчабырской антиклинали.



Фиг. 23. Схематизированный стратиграфический разрез турнейских отложений Байджанзайского района.
Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 – массивные известняки; 2 – слоистые известняки; 3 – переслаивание известняков и доломитов; 4 – слоистые доломиты; 5 – глинистые сланцы с прослоями мергелей и известняков; 6 – алевритистые и глинистые слоистые известняки и доломиты; 7 – песчанистые и алевритистые известняки с прослоями песчаников и конгломератов; 8 – песчанистые и алевритистые известняки и доломиты с прослоями песчаников и конгломератов; 9 – известковистые песчаники с прослоями конгломератов; 10 – слабослоистые известняки и известняковые конгломераты; *ut* – узунтасская фация; *dg* – дегризская фация; *ks* – коксайская фация; *ab* – айлимбайская фация; *oas* – восточноашайская фация; *as* – ашасайская фация; *kb* – кызылбулакская фация.

В юго-западной части района резкое увеличение грубости обломочного материала в ашасайской фации отмечено в Бозбутацкой синклинали. Это заставляет предполагать поблизости от этого места еще один участок размыва. В его пределах должны были обнажаться песчаники, обломки, которые вошли в состав ашасайских конгломератов. Поскольку до настоящего времени повсюду кроме ядер Булакбетской и Акбетской антиклиналей, карбонатные нижнетурнейские и фаменские породы еще не размывы, области размыва песчаников можно предполагать только на местах ядер этих двух антиклиналей. Внутри Бозбутацкой синклинали конгломераты, приуроченные главным образом к средней части разреза ашасайской фации, отчетливо тяготеют к северо-восточной половине синклинали. По направлению на юго-запад они выклиниваются. Следовательно, больше оснований связывать появление конгломератов с размывом участка ядра Булакбетской антиклинали, нежели ядра Акбетской антиклинали.

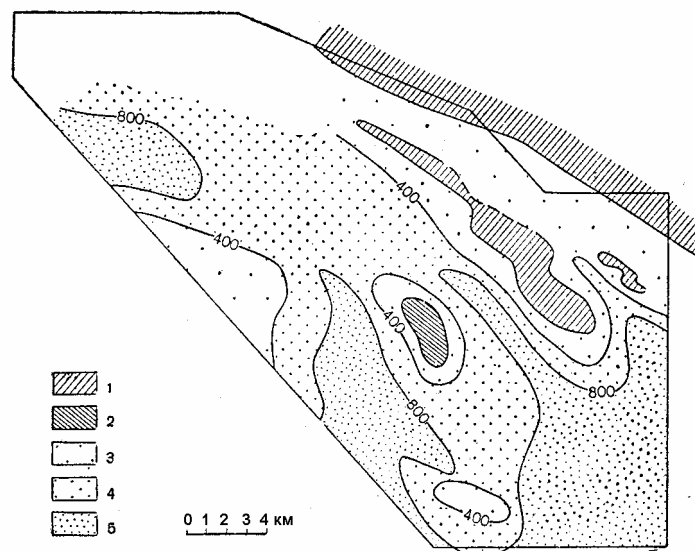
Наличие ряда поднятий должно было способствовать установлению неравномерной солености воды и осолонению ее в отдельных ваннах и проливах. Опреснения моря вследствие притока континентальных вод с этих островков ожидать не приходится, так как площади их были весьма невелики. Размыв, вероятно, происходил в основном не за счет речной эрозии, а в результате абразионной деятельности моря. В этих условиях приток обломочного материала не сопровождался опреснением и не мешал отложению доломитов, развитых в осевой и юго-западной частях района. Доломиты могли при этом образоваться на больших глубинах, чем в открытом море. Поэтому их присутствие в составе ашасайской фации не противоречит нашему предположению о том, что она отлагалась на больших глубинах, чем узунтасская фация, почти лишенная доломитов. Случаи перехода ашасайской фации в более мелководную узунтасскую были описаны в восточной и северо-восточной части района, где обмеление не сопровождалось появлением доломитов, так как в ашасайской фации доломитов также нет. Отсутствие доломитов в этих местах, вероятно, обусловлено общим опреснением вследствие притока континентальных вод из области Кокджотского горста.

Таким образом, на основании анализа фаций мы делаем выводы о прогрессирувавшем в течение турнейского века общем погружении Байджансайского района, которое сопровождалось одновременным весьма слабым поднятием в области Кокджотского горста. На фоне общего погружения в течение первой половины турнейского века происходил рост поднятий на участках Ашасайской и Мынчабырской антиклиналей. Во второй половине турнейского века продолжалось поднятие на месте Мынчабырской антиклинали и началось поднятие на месте Булакбетской антиклинали. Данных о характере движений Ашасайской антиклинали в течение этого времени у нас нет.

Рассмотрение мощностей как нижне- так и верхнетурнейских отложений, изображенных на фиг. 20, 21 и 23, подтверждает выводы, сделанные на основании изучения фаций. Опираясь на мощности и учитывая глубину отложения различных фаций, можно составить схему предполагаемых вертикальных перемещений подошвы турнейских отложений в течение турнейского века (фиг. 24). На этой схеме в юго-восточной части района, в низовьях Бозбутака показан участок относительного поднятия, существование которого строго доказать сейчас невозможно из-за отсутствия обнажений подошвы турнейского яруса. Однако, учитывая выход фаменских отложений и алевролитов и аргиллитов верхней части франского яруса, здесь приходится предполагать некоторое сокращение мощности нижнетурнейских пород. Достоверное решение

вопроса о мощности турнейских и фаменских отложений на этом участке можно будет получить только при помощи бурения.

В заключение нужно отметить, что турнейская история Байджансайского района хорошо увязывается с историей западной части Северного Тянь-Шаня. В этом веке Байджансайский район по-прежнему принадлежал широкому прогибу зоны Большого Каратау, который тянулся с северо-запада на юго-восток, в область современных западных отрогов



Фиг. 24. Схема предполагаемых вертикальных перемещений подошвы турнейских отложений в течение турнейского века в Байджансайском районе. Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

1 — слабое поднятие, сменявшееся в нижнем турне небольшими временными опусканиями; 2 — слабое поднятие, начавшееся в верхнем турне; 3 — опускание менее 400 м; 4 — опускание от 400 до 800 м; 5 — опускание более 800 м.

Северного Тянь-Шаня (см. фиг. 19). Поднятия, окаймлявшие этот прогиб с северо-востока и юго-запада, в первой половине турнейского века почти не давали обломочного материала и в значительной мере перекрывались морем, отлагавшим карбонатные осадки. В большей части прогиба в это время накапливались породы типа узунтасской и дегризской фаций. Восточноашасайская, айлимбайская и коксайская фации являются специфичными и развитыми в Байджансайском районе в связи с его расположением на краю общего прогиба. В сходных условиях формировались нижнетурнейские осадки разрезов, описанных юго-восточнее Байджансайского района, в долинах рек Марнысаз и Чанглак, в которых также отмечено значительное количество терригенного материала, смытого с Кокджотского горста.

Внутри прогиба лишь на небольших участках временно проявлялись слабые, сугобо местные поднятия, которые можно отметить благодаря повышенному количеству доломитов, развитию осадочных брекчий из обломков карбонатных отложений и трансгрессивному залеганию нижнетурнейских осадков на более древних породах.

Во второй половине турнейского века стали испытывать подъем складки, окружавшие прогиб. С них поступал терригенный материал,

примешивавшийся к карбонатным осадкам. Вместе с тем можно предполагать усиление роста и отдельных частных поднятий внутри прогиба.

Северо-восточнее интересующего нас прогиба, непосредственно после зоны слабых поднятий (тянувшейся через осевую часть Малого Каратау) в турнейском веке располагалась обширная область слабого погружения, совпадающая с северо-восточной частью зоны Малого Каратау и пустыней Муюнкум.

Совершенно иным режимом турнейских движений характеризуется южная часть Западного Тянь-Шаня (Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты).

ВИЗЕЙСКИЙ ВЕК

Визейские отложения в пределах Байджансайского района не обнажаются. Если они здесь и отлагались, то в небольшом количестве и в дальнейшем были размыты. Наиболее молодые породы разреза здесь верхнетурнейские.

Визейские осадки распространены весьма широко в непосредственной близости от Байджансайского района, в верховьях р. Катта-Бутунь и в Леонтьевской депрессии. Большие поля их выходов приурочены ко всем крупным синклиналям Большого Каратау. Визейские породы развиты также и на северо-восточном склоне малого Каратау.

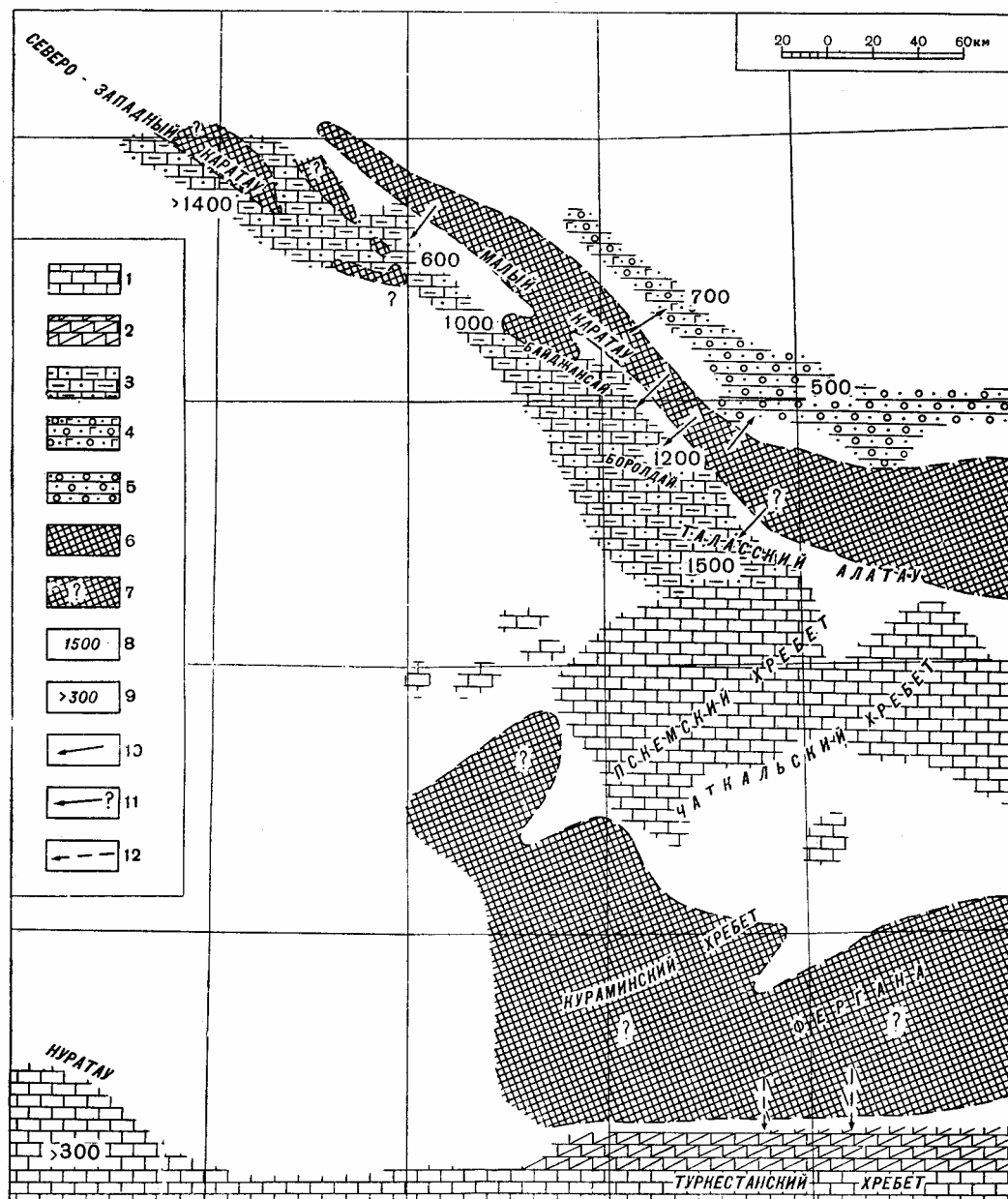
В Большом Каратау на северо-западе и в центральной части среди визейских отложений господствуют известняки, содержащие подчиненные прослой мергелей и песчаников. В окрестностях Байджансайского района в разрезе преобладают конгломераты из обломков разнообразных карбонатных и терригенных палеозойских пород, а также вулканогенных и метаморфических пород протерозоя. Часто в качестве прослоев встречаются известковистые песчаники и органогенно-обломочные криноидные известняки с остатками кораллов и брахиопод. Мощность визейского яруса юго-восточнее Байджансайского района в верховьях р. Катта-Бутунь и в ур. Аркалык достигает 1200—1500 м (Беспалов, 1940). По данным М. М. Страчкова в бассейне р. Арстанды юго-западнее Байджансайского района мощность визейских карбонатных и обломочных пород достигает 900 м.

Сопоставление разрезов, различно удаленных от Малого Каратау, показывает, что обломочный материал в значительной степени поступал из осевой части Малого Каратау, т. е. с Кокджотского горста. На северо-восточном склоне Малого Каратау визейский ярус слагается песчаниками и конгломератами с прослоями известняков. Мощность этих отложений, образовавшихся из обломочного материала снесенного с осевой части Малого Каратау, достигает 500-700 м.

Юго-восточнее Каратау в Пскемском и Чаткальском хребтах визейский ярус представлен морскими известняками.

Сопоставляя данные о разрезах визейского яруса в различных частях Каратау и соседних с ним областях Тянь-Шаня, можно составить схему фаций и мощностей, показанную на фиг. 25. По-видимому, вдоль оси Малого Каратау в сторону северного склона Таласского Алатау тянулась полоса поднятий, с которой обломочный материал сносился на северо-восток и на юго-запад.

В тектонической зоне Большого Каратау, Пскемского и Чаткальского хребтов, юго-западнее этой полосы поднятий, происходило прогибание. В каратауской части прогиба в визейском веке можно отметить признаки роста ряда частных поднятий, с которых сносился обломоч-



Фиг. 25. Схема фаций и мощностей визейских отложений северо-западной части Тянь-Шаня. Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

1 — морские известняки; 2 — морские известняки, на размытую поверхность которых на границе нижнего и среднего карбона отложились бокситы; 3 — морские известняки с конгломератами, песчаниками с аргиллитами, туфогенным и кремнистым материалом; 4 — прибрежно-морские и лагунные известняки, конгломераты и красноцветные песчаники с гипсами; 5 — морские песчаники и конгломераты с прослоями известняков; 6 — область отсутствия визейского яруса, испытавшая поднятие во время его отложения; 7 — предполагаемая область весьма слабого поднятия; 8 — наибольшая истинная мощность в метрах; 9 — видимая мощность в метрах; 10 — направление сноса обломочного материала; 11 — предполагаемое направление сноса обломочного материала; 12 — направление сноса материала для образования бокситов.

Штриховки, обозначающие фации отложений, нанесены только в областях развития выходов визейского яруса.

ный материал, преимущественно карбонатного состава. Одним из таких поднятий являлся Байджансайский антиклинорий. Около него в Леонтьевской депрессии, а также и в верховьях р. Катта-Бутунь можно видеть известняковые конгломераты, известковистые песчаники и песчанистые известняки, содержащие продукты размыва антиклинория.

Далее к юго-западу от Каратауско-Чаткальского прогиба намечается следующая крупная зона поднятия. Наличие поднятий на месте Западной Ферганы подтверждается тем, что отсюда на границе нижнего и среднего карбона в пределы Южного Тянь-Шаня поступал материал для образования бокситов.

Глиноземный материал бокситов мог сноситься лишь с области длительного поднятия, на которой не было покрова осадочных карбонатных пород. Из Ферганы поднятия распространялись в область Кураминского хребта. Дальше к северо-западу в пределах Кара-кумов проследить их еще не удалось.

Визейский век в истории Каратау — это время затухания его общего герцинского опускания и постепенного нарастания роли восходящих движений земной коры.

СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ЭПОХИ И ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД (ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

Отложения верхнего палеозоя отсутствуют как в пределах Байджансайского района, так и в его непосредственных окрестностях. Они слабо развиты и в остальных частях Каратау.

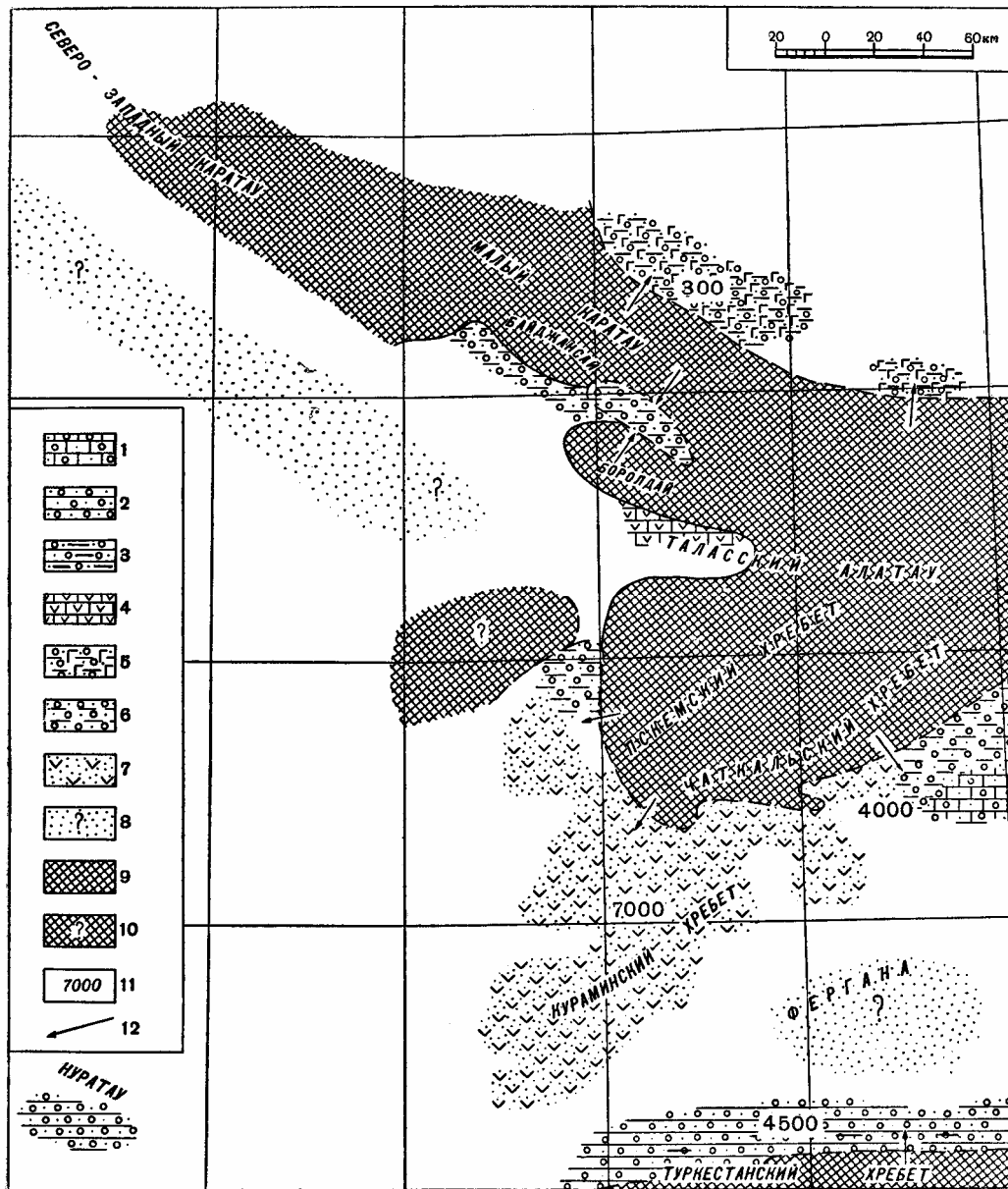
Начиная со среднего карбона, тектоническая зона Большого Каратау целиком стала подниматься. Складкообразование, развивавшееся до этого медленно и неповсеместно, резко усилилось. В верхнем палеозое на месте прогиба Большого Каратау образовался полуобращенный антиклинорий Большого Каратау. Во время его роста древнее поднятие Малого Каратау испытывало более медленный подъем. Северо-восточнее поднятия Малого Каратау продолжалось медленное опускание. Здесь накапливались продукты размыва вновь возникшего антиклинория Большого Каратау и поднимавшейся части древнего каледонского антиклинория Малого Каратау. В герцинской структуре последнее поднятие представляло необращенный антиклинорий (фиг. 26).

Развитие складчатости и поднятие Каратау сопровождалось обновлением древних и образованием новых разрывов.

В это же время в Байджансайском районе возникли герцинские малые интрузии.

Интрузивные породы в пределах Каратау мало распространены. Байджансайский район относится к районам Каратау наиболее богатым интрузивными проявлениями магматизма. Кроме него, следует упомянуть северную часть Центрального Каратау (хр. Бессаз) с большим количеством основных интрузивных тел, по-видимому, протерозойского и каледонского возраста Сулеймансайский район с кислыми каледонскими интрузиями и, наконец, Боролдайский район с щелочными герцинскими внедрениями и, возможно, каледонскими штоками гранодиоритов.

Систематическим изучением интрузивных пород Каратау первоначально в 1933 г. занимались В. С. Малявкин и В. Ф. Беспалов. Затем изверженные породы Боролдайского района в течение 1943—1946 гг. подробно описала М. В. Тащнина (1951). Она установила эффузивный характер многих магматических тел, которым до этого приписывалось интрузивное происхождение.



Фиг. 26. Схема фации и мощностей верхнепалеозойских отложений северо-западной части Тянь-Шаня. Сост. М. В. Гзовский, 1954 г.

1 – различные морские терригенные отложения и известняки (последние развиты главным образом в перчи); 2 – морские известняки среднего карбона и покрывающие их морские и прибрежные песчано-сланцевые отложения; 3 – то же, с прослоями углей; 4 – морские известняки среднего карбона и покрывающие их вулканогенные породы верхнего палеозоя; 5 – морские и лагунные конгломераты и красные гип-соносные глины; 6 – морские и лагунные конгломераты, песчаники и конгломераты с прослоями карбонатных пород; 7 – различные вулканогенные и терригенные морские и континентальные породы с растительными остатками; 8 – области накопления верхнего палеозоя, разрез которого еще не изучен; 9 – области отсутствия верхнего палеозоя, испытавшие поднятие и размыв во время его накопления; 10 – предполагаемая область поднятия; 11 – мощность верхнего палеозоя в метрах; 12 – направление сноса обломочного материала.

Штриховки, обозначающие фации отложений, нанесены только в областях развития выходов верхнепалеозойских отложений.

Изучение интрузивных проявлений в Байджансайском районе до работ нашей экспедиции было начато В. С. Малявкиным, а также В. Ф. Беспаловым (1940), которые на северо-востоке района описали сравнительно крупное интрузивное тело диорит-порфиритов и ряд мелких интрузий кислых и средних пород, обнаруженных в бассейне Ашасая. Мы нашли ряд ранее не известных участков развития интрузий. Изучением их занялись М. С. Пичугин и В. И. Пазилова, которые детально исследовали все крупные интрузии района, выяснили их геологическое положение, описали все разновидности интрузивных пород и контактовые изменения вмещающих пород.

В пределах Байджансайского района проявления интрузивной магматической деятельности приурочены преимущественно к его северо-восточной части. Они представлены телами сравнительно небольших размеров — протяженностью от единиц до первых сотен метров. По своему геологическому положению, морфологии и составу их можно отнести к типу гипабиссальных малых интрузий и магматических штоков. Распределение интрузий в пространстве отличается большой неравномерностью. Они сосредоточены на отдельных структурных участках, образуя зачастую целые зоны шириной 0,2–0,5 км, обычно вытянутые вдоль простирания вмещающих пород на 2–5 км.

Наиболее крупное из интрузивных магматических тел, встреченное в центре района, находится в ядре Булакбетской антиклинали. Его длина 2,5 км, ширина — до 0,5 км.

Интрузивные проявления района могут быть разделены на две большие группы; каждая из них более или менее однородна на всей его территории. Одна группа объединяет кислые интрузии аплитовидных гранитов и гранит-порфиров. Вторая группа состоит из более основных интрузий микродиоритов, диорит-порфиритов и более редких габбро-диабазов.

Несмотря на то, что интрузии обеих групп часто находятся вблизи одна от другой, нам ни разу не удалось отметить переходных типов пород или непосредственного контакта между ними.

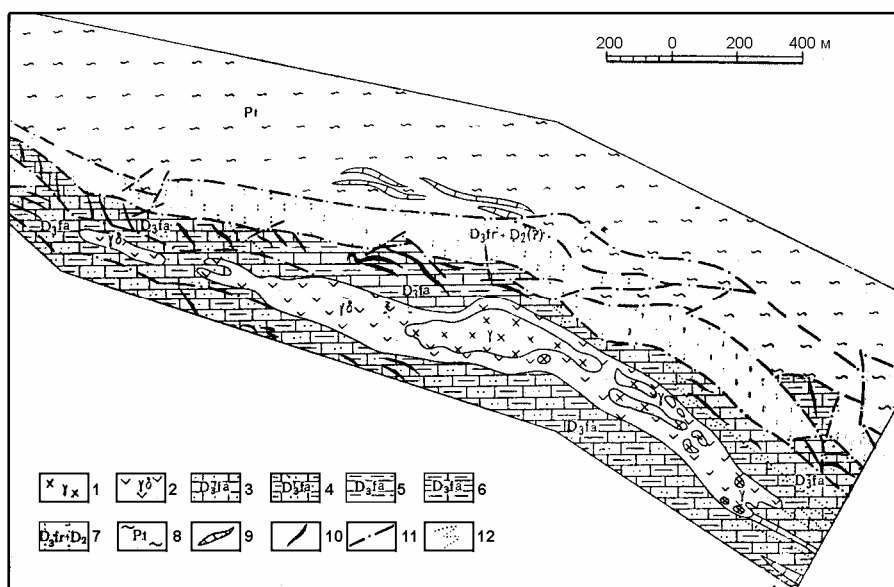
Все изученные интрузии в своем размещении тесно связаны с герцинскими складчатыми и разрывными нарушениями и повсеместно прорывают среднепалеозойские отложения, нигде не перекрываясь ими, что свидетельствует о их герцинском (верхнепалеозойском) возрасте.

Интрузии гранит-порфиров и аплитовидных гранитов сосредоточены преимущественно на двух участках в северо-восточной части района. На первом участке, более северо-западном, на правом берегу Чаяна гранитные интрузии вытянуты, занимая полосу длиной около 5 км, шириной 0,2–0,3 км, ориентированную вдоль простирания вмещающей их толщи карбонатных пород аксуранской фации фаменского яруса. Второй участок расположен юго-восточнее, в верховьях Ашасая. Здесь известны многочисленные мелкие изолированные штоки аплитовидных гранитов, также прорывающих карбонатные и карбонатно-глинистые отложения фаменского яруса.

Интрузии данной группы отличаются большим постоянством состава и строения. Повсеместно в них можно выделить внутренние мясо-красные или красновато-серые ядерные части гранитного состава и окружающие их концентрические зоны эндоконтакта, представляющие зеленовато-серые породы более основного, вероятно, гибридного состава. В пределах первого участка на правом берегу Чаяна породы зоны эндоконтакта слагают непрерывную полосу, внутри которой располагаются отдельные гранитные тела. Размер последних обычно не превышает 0,1–0,2 км в поперечнике. Они бывают более или менее овальной фор-

мы (фиг. 27). Их слагают, как правило, равномернозернистые порфировидные кварц-полевошпатовые породы, часто с хорошо различимыми на глаз розовыми и желтоватыми кристаллами полевых шпатов и зернами кварца. Преобладают мелкозернистые разновидности, переходящие в пределах центральных частей интрузий в средне- и даже крупнозернистые.

В периферических частях интрузий встречаются плотные скрытокристаллические разновидности, связанные постепенным переходом с мелкозернистой породой. Часто в породах хорошо различаются участки окварцевания, выраженные в появлении многочисленных мелких прожилков и пятнообразных выделений белого кварца, разъедающих окружающую кварц-полевошпатовую массу.



Фиг. 27. Схема строения кислого интрузивного массива в верховье р. Чаян.
Сост. М. С. Пичутин, 1952 г.

1 — аплитовидные граниты и гранит-порфиры γ ; 2 — диориты в зонах эндоконтакта гранитных интрузий $\gamma\sigma$; 3 — тонкослоистые алевроитовые известняки с прослоями известковистых песчаников D_3fa ; 4 — тонкослоистые известняки и мергели с прослоями глинистых сланцев D_3fa ; 5 — известковистые сланцы и весьма тонкослоистые глинистые известняки D_3fa ; 6 — чередование тонкослоистых известняков, мергелей и глинистых сланцев D_3fa ; 7 — красные и зеленые преимущественно акрозово-кварцевые песчаники D_3fr+D_2 (?); 8 — талько-хлоритово-серицитовые сланцы Pt ; 9 — опорные слои известняков; 10 — выходы маломощных опорных слоев различного состава; 11 — тектонические разрывы; 12 — постепенное фациальное замещение одних отложений другими.

На общем фоне красновато-серой гранитной породы в ядерных частях интрузий наблюдаются пятна зеленой окраски, обусловленные скоплениями мелкокристаллического хлорита. Иногда заметно, что такие участки хлоритизации либо приурочены к зонам дробления и как бы цементируют отдельные кусочки гранитной породы, либо имеют вид прожилков, приурочиваясь к мелким неправильным трещинам, секущим гранитную массу. Площадь и общее количество участков хлоритизации заметно возрастают по мере приближения к зоне эндоконтакта интрузий.

При микроскопическом изучении пород из ядерных частей интрузий было установлено, что в их составе имеются три минералогические ассо-

циации, отвечающие двум генерациям собственно магматической стадии образования пород и наложенной на них генерации минералов гидротермально-пневматолитической стадии.

В первую генерацию наиболее ранних магматических минералов, в значительной степени расплавленных и замещенных последующими выделениями, входят:

микроклин-I (70% общего объема, занятого обсуждаемыми минералами) представлен крупными таблитчатыми кристаллами с сильно разведенными краями; в большинстве случаев в скрещенных николях хорошо различима «микроклиновая решетка»; заметна пелитизация зерен; величина зерен 1,0–1,5 мм;

плагиоклаз-I (около 20%) представлен также крупными таблитчатыми кристаллами, очень сильно пелитизированными; в скрещенных николях хорошо видно двойниковое строение его кристаллов, определенных как олигоклаз № 14—16; в ряде случаев заметны дробление и раздавливание кристаллов, сопровождающееся искривлением двойниковых швов; размер зерен 0,3–0,1 мм;

кварц-I (около 10%) как минерал первичной гранитной массы может быть установлен лишь в редких случаях и, вероятно, почти целиком замещен более поздним выделением кварца второй генерации; в тех местах, где кварц-I сохранился, он представлен крупными изометрическими зернами, от 0,1 до 1,5 мм.

Первоначальные соотношения указанных минералов удается наблюдать лишь в редких случаях, так как значительная часть их замещена или корродирована более поздними минералогическими выделениями. Там же, где они сохранились, заметен идиоморфизм олигоклаза по отношению к микроклину.

Следов присутствия темноцветных минералов в породе нет.

Вторая генерация объединяет минералы, выделившиеся на более поздней магмато-пневматолитической стадии формирования интрузии и находящиеся в реакционных соотношениях с минералами первой генерации, корродируя и замещая их. Данная генерация представлена мелкокристаллической, кварц-полевошпатовой массой, заполняющей промежутки между крупными зернами минералов первой генерации, и содержит много зерен циркона и ортита. Количественные соотношения минералов второй генерации следующие:

кварц II (50%) в виде мелких, часто раздробленных зерен, всегда с коррозионными границами; он образует также мирмекитовые вроски в зернах плагиоклаза; размер зерен менее 0,8 мм;

плагиоклаз-II (30%) представлен мелкими таблитчатыми зернами альбита № 4—6, замещающими полевые шпаты первой генерации; в ряде случаев его зерна, сохраняющие двойниковое строение, содержат мирмекитовые прорастания кварца; размер зерен плагиоклаза 0,3–0,8 мм;

микроклин-II (15%) представлен также мелкими кристалликами, корродирующими минеральную массу первой генерации; хорошо выражена «микроклиновая решетка», микроклин-II менее пелитизирован, по сравнению с микроклином первой генерации;

ортит (менее 5%) наблюдается в виде редких крупных сильно раздавленных зерен, располагающихся в массе мелкозернистого кварца и альбита;

циркон (менее 5%) встречается отдельными небольшими зернами.

Третья генерация минералов представлена комплексом гидротермально-пневматолитических образований: тонковолокнистым хлоритом, в массе которого заключены мелкие зерна кварца, сфена и карбоната.

Они заполняют зоны катаклаза в массе более ранних выделений и микротрещины в отдельных крупных зернах раннего кварца и полевых шпатов, имея, таким образом, четко выраженный характер наложенной минералогической ассоциации, образованию которой предшествовал интенсивный катаклиз первичной магматической породы.

Таким образом, первичная основная масса интрузий обычно представляет собой аплитовидный гранит, в котором лишь местами наблюдается порфириновидное сложение. В его составе участвуют минералы двух генераций: ранней — собственно магматической (кварц, олигоклаз, микроклин) — и более поздней — магмато-пневматолитической (кварц, альбит, микроклин, ортит, циркон).

Уже после формирования (или в конце его) гранитная порода была сильно раздроблена и после катаклаза сформировался комплекс гидротермально-пневматолитических минералов (третья генерация — хлорит, кварц, сфен, карбонат).

Эндоконтактные зоны интрузий наблюдались в местах соприкосновения магматических пород с карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями. Эти зоны обычно составляют треть или даже половину общей ширины интрузивных тел. Макроскопически породы зоны эндоконтакта резко отличаются от гранитной массы в ядре интрузии и имеют микрокристаллическое строение. Повсеместно они обладают зеленой и темно-зеленой окраской. Местами породу пронизывают прожилки белого кварца и розового полевого шпата. В зонах эндоконтакта обнаружены реликты сильно измененных ксенолитов вмещающих пород, первичный глинисто-карбонатный материал которых оказывается частично или полностью превращенным в слюдяно-карбонатно-хлоритовый агрегат, приобретающий иногда сланцеватое сложение. Зона эндоконтакта связана постепенным переходом с ядерной частью интрузии, и ее внутренняя видимая граница может быть проведена лишь условно по уменьшению количества участков темно-зеленой микрокристаллической массы, уступающей место красной гранитной породе.

Микроскопическое изучение образцов, взятых из разных частей зоны эндоконтакта, показало, что оно весьма неоднородного характера, в зависимости от удаленности от ядра интрузии. Большая часть зоны эндоконтакта сложена измененной, но в целом сохраняющей первоначальный облик гибридной магматической породой среднего, главным образом диоритового состава, состоящей почти нацело из зерен плагиоклазов (олигоклаз-андезина № 28—32) и вторичного амфибола. По направлению к периферии интрузий данная порода часто переходит в скрытокристаллическую роговиковую породу, состоящую из хлорита, вторичного амфибола, кварца и цоизита.

В первичном состоянии описываемая порода, вероятно, имела офитовую структуру, при которой крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза были заключены в ксеноморфную массу цветного минерала, позднее полностью замещенного актинолитом. Текстура породы беспорядочная. В периферической части эндоконтакта порода часто переходит в роговик, сложенный микрокристаллическим (плохо различимым даже под микроскопом) агрегатом зерен кварца, цоизита, хлорита, амфибола и титанита.

Вторым основным типом пород в зоне эндоконтакта гранитных интрузий являются реликты сильно измененных ксенолитов вмещающих пород карбонатно-глинистого состава. Они превращены в контактовую карбонатно-слюдяно-полевошпатовую породу, в составе которой принимают участие следующие главные минералы: слюда (40%), карбонат (30%), кварц (5%), полевой шпат (10%), хлорит (5%). Второстепен-

ными минералами являются эпидот (5%), сфен (менее 5%), апатит (менее 5%).

Структура породы может быть названа порфиристо-лепидобластической, при которой крупные идиоморфные листоватые кристаллы слюды оказываются заключенными в ксеноморфной по отношению к ним массе мелкозернистого карбоната, кварца, полевого шпата и других минералов. Текстура породы неясно сланцеватая вследствие параллельной ориентировки листочков слюды.

Зона экзоконтактных изменений вокруг интрузий, связанная постепенным переходом с ее эндоконтактами, характеризуется проявлением мраморизации и хлоритизации карбонатно-глинистых пород. Ширина данной зоны достигает 20—30 м.

Интрузии диоритов и габбро-диабазов обнаружены на многих участках и повсеместно имеют весьма сходный характер. В отличие от гранитных интрузий они мало различаются в составе и строении ядерной части и зоны эндоконтакта; последняя характеризуется лишь преобладанием афанитовых разностей над явнокристаллическими и тем, что ее ширина не превышает нескольких метров.

Петрографически были подробно изучены два участка наибольшего развития интрузий данной группы — так называемый Ашасайский массив, находящийся в верховьях Ашасая, и ряд интрузивных тел, расположенных в верховьях Чайна.

Интрузивное тело диорит-порфиритов (Ашасайское) находящееся в ядре Ашасайской антиклинали, грушевидной формы и вытянуто по простиранию толщи вмещающих пород. Последние представлены почти исключительно песчано-сланцевыми отложениями среднего и верхнего девона и лишь на небольшом участке у юго-западной границы интрузии имеют контакт с известняками фаменского яруса. В восточной части интрузия представляет собой единое тело; на западном же окончании она распадается на ряд довольно крупных даек диорит-порфиритов, вытянутых с юго-востока на северо-запад.

Интрузию образуют однообразные по составу и структуре породы серого, серо-зеленого и темно-зеленого цвета, среднезернистые плотные, с различимыми на глаз серыми вкрапленниками плагиоклазов. Основные породообразующие минералы, входящие в их состав, — средний плагиоклаз (60%) и роговая обманка (до 30%), — позволяют отнести эти породы к роговообманковым диоритам.

Вторичными минералами являются: серицит, эпидот. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. К первой относятся крупные зерна, размером до 1,5 мм таблитчатой формы, в ряде случаев с разъеденными границами. Зерна плагиоклаза сравнительно свежие, и в них иногда наблюдается развитие вторичного серицита, скопления которого часто приурочены к центральной части зерен, что свидетельствует об их зонарном строении. В этих случаях обычно заметно волнистое погасание кристаллов. Зерна плагиоклаза имеют четкое двойниковое строение, большей частью по альбитовому закону, и определены как андезин № 33—42. Иногда крупные кристаллы плагиоклаза первой генерации содержат включения небольших зерен амфибола и титанита. Плагиоклаз второй генерации представлен более мелкими зернами олигоклаз-андезина № 28—31, размеры которых не превышают 0,5—0,6 мм. Все они таблитчатой формы, и часто в периферических частях у них наблюдается светлая неровная кайма, вероятно, более кислого состава.

Роговая обманка в породах обычно содержится в виде неправильных кристаллов, с извилистыми очертаниями сильно изъеденных зерен. Она незначительно замещена эпидотом и актинолитом.

Структура породы полнокристаллическая, призматически зернистая, разновидность идиоморфнозернистой. Плаггиоклаз образует крупные кристаллы правильной призматической формы. Роговая обманка в главной своей массе подчиняется контурам кристаллов плаггиоклаза первой генерации. Кристаллизация ее, по-видимому, началась несколько позднее, но в какое-то время шла одновременно с выделением плаггиоклаза первой генерации. Несколько позже начала кристаллизоваться вторая генерация плаггиоклаза, расплав которого корродировал ранее выделившиеся минералы.

Часто в состав роговообманковых диоритов входит кварц. Вероятно, его образованием завершалась магматическая стадия формирования интрузии.

Вторичные минералы образовались в процессе автометаморфизма. В пределах интрузии породы изменяются незначительно. В ряде шлифов, взятых вблизи от контакта, отмечается лишь увеличение количества вторичных минералов. Кроме того, в зернах плаггиоклаза первой генерации здесь почти полностью отсутствует двойниковое строение. Отмечалось, что более кислый плаггиоклаз второй генерации иногда образует узкие неровные светлые каемки вокруг крупных зерен первой генерации.

В структурном отношении породы ашасайской интрузии также достаточно однородны. Можно лишь отметить, что в восточной части преобладают полнокристаллические равномернозернистые разновидности, которые при переходе к западному разветвленному окончанию уступают место порфировидным и отчасти скрытокристаллическим.

Контакты Ашасайской интрузии не отличаются появлением каких-либо новообразований. Эндоконтактовая зона, как таковая отсутствует; лишь на отдельных участках вблизи контактов диориты становятся мелкозернистыми и плотными; иногда недалеко от них заметно повышенное содержание роговой обманки, и породы приобретают темно-зеленый цвет. Экзоконтактовые зоны выражены в некоторых случаях в серитизации и ожелезнении вмещающих песчано-сланцевых пород и в мраморизации известняков. Ширина зоны экзоконтактовых изменений не превышает 5—8 м.

Многочисленные дайки диорит-порфиритов, располагающиеся вблизи Ашасайской интрузии, обладают в общих чертах таким же составом и строением. Исключением является небольшое тело, обнаруженное неподалеку от западного окончания Ашасайской интрузии. Его породы мелко- и среднезернисты, зеленого или темно-зеленого цвета от присутствия большого количества роговой обманки; в породе заметны крупные — до 1 мм — зерна розового микроклина (до 3—4%). Эта порода была названа с и е н и т о - д и о р и т о м.

Второй участок наибольшего развития интрузий группы диоритов находится северо-западнее первого, в верховьях р. Чаян (западная часть ядра Мынчабырской антиклинали).

Следует отметить, что широкое развитие интрузий на этом участке было установлено нами лишь в ходе его картирования в 1951 г. До этого ряд геологов (В. Ф. Беспалов, Л. И. Каплун, Е. Д. Чехович), изучавших геологию района, считали их эффузивными породами, залегающими внутри комплекса ордовикских песчано-сланцевых отложений. В ходе детального исследования этих тел мы обнаружили явные геологические признаки интрузий — секущее положение их по отношению к вмещающим породам и следы внедрения и проявления контактового метаморфизма вплоть до образования скарнов. Проведенное затем микроскопическое изучение большого количества образцов этих пород совер-

шенно однозначно решило вопрос в пользу их интрузивного происхождения.

Здесь наблюдается множество крупных интрузивных тел, вытянутых цепочкой вдоль простирания вмещающей их толщи по азимуту с юго-востока на северо-запад. Вмещающими пародами повсеместно являются залегающие вертикально или круто падающие на юго-юго-запад известняки среднего и верхнего кембрия и отчасти песчаники, алевролиты и конгломераты ордовика. Интрузии внедрялись в сложно построенную узкую каледонскую антиклинальную полосу, осложненную многочисленными каледонскими и герцинскими разрывами. Интрузии иногда имеют форму даек, длина которых достигает 0,5—1 км, при ширине 100—200 м; обычно они значительно меньших размеров.

Одна из наиболее крупных интрузий сложена кварц-полевошпатовыми, местами роговообманковыми диорит-порфиритами.

Плагиоклаз крупных вкрапленников (1—3 мм) обычно зонарного строения; он является андезином. Кроме того, плагиоклаз (олигоклаз) присутствует в основной массе породы в виде мелких зерен, не более 0,1—0,5 мм, лишенных зонарного строения. Двойниковое строение четкое, степень разрушенности несколько меньше, чем в зернах вкрапленников.

В состав основной массы входит также значительное количество кварца и немного биотита. Кварц содержится в виде мелких (0,1—0,3 мм) ксеноморфных зерен, заполняющих промежутки между кристаллами плагиоклаза и небольшими, слегка изогнутыми чешуйками биотита, размером 0,1—0,3 мм. Значительная часть биотита замещена хлоритом. Присутствует серицит.

Магнетит и лимонит встречаются как выделения неправильной формы. Тонкие прожилки в породе и мелкие участки в основной массе образованы карбонатом.

Порядок выделения минералов следующий: 1) плагиоклаз-I (вкрапленники), 2) плагиоклаз-II (основная масса), 3) биотит, магнетит, апатит, 4) кварц, 5) серицит, хлорит.

Резко порфировидная структура породы свидетельствует о гипабиссальном положении интрузий во время их застывания. Об этом говорит также слабость развития реакционных взаимоотношений между минералами, которые обычно наблюдаются при замедленной кристаллизации. В породе имеются следы слабого катаклаза.

В той же интрузии местами в породах отмечается в значительном количестве кварц, встречающийся не только в основной массе, но и во вкрапленниках, вследствие чего она может называться в этих случаях кварцевым диорит-порфиритом.

Другая крупная интрузия сложена пироксеновыми диорит-порфиритами. Она состоит из плагиоклаза (50%), пироксена (20%) и роговой обманки, хлорита, карбоната, актинолита, серицита, кварца, магнетита, титанита и апатита (суммарно 30%).

Идиоморфные зерна плагиоклаза (андезин № 35—40) имеют резко выраженное зонарное строение и состоят из двух или трех зон. Двойниковое строение выражено четко. Крупные зерна сильно разрушены, пелитизированы и частично замещены чешуйками серицита. Мелкие зерна обычно свежие, четкого двойникового строения и состоят из олигоклаза.

Пироксен (авгит) представлен резко ксеноморфными крупными и средней величины зернами (2—2,5 мм). Роговая обманка встречена лишь в одном случае, и то замещающая пироксен. На многих участках наблюдается замещение пироксена волокнистым актинолитом, урали-

том, хлоритом и карбонатом. Отдельные участки основной массы, возможно, ранее не раскристаллизованные, сложены вторичным мелкозернистым кварцем и хлоритом. Обращают на себя внимание скопления зерен магнетита и титанита, которые встречаются всегда вместе.

Структура породы порфиroidная офитовая, так как плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к пироксену.

В северо-западной краевой части зоны наибольшего развития средних интрузий обнаружены породы, по составу отвечающие роговообманковому диорит-порфиру, связанные постепенным переходом с нормальными диоритами. Их минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, магнетит, титанит, апатит, серицит, хлорит, карбонат. Обращает на себя внимание весьма слабое проявление катаклаза в этих породах.

Таким образом, в пределах Байджансайского района основными разновидностями средних интрузивных пород являются роговообманковые и пироксеновые диорит-порфиры.

Контактовые явления вокруг диоритовых интрузий на этом участке разнообразны. Механическое воздействие интрузий выразилось в образовании мелких разломов и флексур во вмещающих породах. В ряде мест было отмечено образование контактовых пород во вмещающей толще, представленных роговиками в случае контакта интрузии с песчано-глинистыми отложениями, а в одном месте — скарнами на контакте с известняками. Ширина зон экзоконтакта обычно измеряется несколькими метрами. Наиболее типичными разновидностями роговиков являются кварцево-серицитовые и хлорит-серицитовые, которые по мере удаления от контакта переходят в ороговикованные песчаники и сланцы. Характерными проявлениями контактового метаморфизма здесь оказываются уплотнение, рассланцевание, перекристаллизация с появлением агрегата вторичных минералов (кварца, серицита и (хлорита).

Наконец, во всей северо-восточной части района встречаются мелкие дайки габбро-диабазов. Вмещающими породами для них являются песчано-сланцевые и карбонатные отложения нижнего палеозоя и девона. Макроскопически породы этих интрузий отличаются тонкой зернистостью, плотностью и темно-зеленой окраской. Под микроскопом установлено, что в их состав входят плагиоклаз (в виде таблитчатых зерен, резко идиоморфных по отношению к пироксену) и пироксен, оба в значительной степени разложившиеся и замещенные комплексом вторичных минералов — серицитом, эпидотом, хлоритом, уралитом, карбонатом. Кроме того, в габбро-диабазе имеются участки мелкокристаллической первично, вероятно, стекловатой массы. Встречаются миндалины, заполненные хлоритом, карбонатом и кварцем.

Перечисленные кислые, средние и основные интрузии, наиболее распространенные в сильнее всего дислоцированной северо-восточной части района, вытянутые вдоль простирания слоев и местами расположенные на продолжении крупных складчатых разрывов, несомненно, образовались тогда, когда герцинская структура Байджансайского антиклинория в основном уже была сформирована. Веским доводом в пользу такого заключения является слабая катаклазированность интрузий диорит-порфиритов. Сильнее катаклазированные и раздробленные в процессе образования кислые интрузии, вероятно, возникли несколько раньше диорит-порфиритов. Наличие двух генераций минералов магматического происхождения позволяет говорить о неспокойной тектонической обстановке охлаждения магматического расплава. Широкое распространение порфиroidных структур интрузивных пород может считаться результатом кристаллизации магмы на малой глубине.

Общий характер морфологии мелких интрузивных тел и их петрографический состав дают возможность рассматривать эти интрузии в качестве гипабиссальной жильной серии. Это хорошо согласуется с поздним временем их образования.

Важно иметь в виду, что отдельные интрузии среднего состава встречаются не только в северо-восточной, но и в осевой части Байджансайского антиклинория. В ряде мест в осевой и юго-западной части антиклинория отмечались небольшие участки мраморизации карбонатных пород различного возраста (от кембрийских до турнейских). Мраморизация, как известно, широко развита в Боролдайском хребте. По-видимому, ее нужно объяснять наличием крупных интрузивных массивов на глубине под Боролдайским и Байджансайским антиклинориями.

Наблюдающиеся на поверхности гипабиссальные интрузии, вероятно, представляют собой поздние жильные образования, связанные с этими предполагаемыми на глубине крупными кислыми интрузиями. В более юго-восточных и южных, по сравнению с Каратау, областях Тянь-Шаня известно много крупных кислых герцинских батолитов. Ряд таких же интрузий, только не вскрытых еще денудацией, можно предполагать и под Каратау.

Наконец, нельзя не упомянуть о давно и хорошо всем известных полиметаллических месторождениях Каратау, образовавшихся в верхнем палеозое. Однако они не обнаруживают непосредственной генетической связи с верхнепалеозойскими гипабиссальными интрузиями.

Можно думать, что полиметаллические руды порождены теми же предполагаемыми на глубине крупными батолитами, которые оказались источниками магмы для формирования наблюдающихся на поверхности гипабиссальных интрузий. Связь последних с оруденением нам представляется парагенетической.

В результате исследований в Байджансайском районе автор не смог сделать вывод об осадочном происхождении полиметаллических руд. Тесная связь их с трещинной тектоникой и разрывными смещениями пока еще не может быть удовлетворительно объяснена с позиций осадочной гипотезы, привлекавшей к себе внимание в последнее время (Константинов, 1951, 1952; Постнов, 1952).

Независимо от того, будет ли в дальнейшем найдена возможность объяснять переотложение металлов из осадочных пород в швы тектонических разрывов и в трещины, где сейчас сконцентрированы руды, или подтвердится старая гидротермальная теория, изучение закономерностей образования складок и осложняющих их разрывов останется по-прежнему исключительно важной задачей. Большое практическое значение имеют классификация разрывов, знание последовательности возникновения разрывов разного типа, возможности предвидения наиболее вероятных изменений в характере разрывов по мере их углубления в земную кору и методы прогноза на глубину таких разрывов, которые не выходят на поверхность. Рассмотрение этих интересных в практическом и научном отношении вопросов входит в тектонофизическую часть данной работы.

Глава 7

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП — МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРЫ

Начиная с мезозойской эры, область современного хр. Каратау, так же как и весь Тянь-Шань и Центральный Казахстан, вступила в платформенную стадию развития земной коры. В начале мезозоя, в триасовом периоде, почти весь Тянь-Шань и весь Центральный Казахстан испытывали общее медленное поднятие. Осадки триасового возраста известны лишь вдали от Каратау: на Мангышлаке, в Южной Фергане и на Памире.

Опускания земной коры, связанные с альпийским этапом, стали зарождаться в триасе и развернулись в юрском периоде, когда на ряде участков Тянь-Шаня и Центрального Казахстана начали развиваться отдельные впадины, заполнявшиеся континентальными озерными, лагунными и отчасти морскими осадками. Юрский период характеризуется весьма интенсивным прогибанием в геосинклинальной области, граничившей с юга с молодой платформенной областью Средней Азии и Казахстана.

В Каратау юрские породы распространены в пределах узкой полосы 6—9 км ширины и около 200 км длины, совпадающей с Леонтьевской депрессией. Небольшие эрозионные останцы юрских отложений известны между сложным палеозоем Бородайским хребтом и выходами протерозоя в Малом Каратау. По направлению на северо-запад от Леонтьевской депрессии юрские отложения прослежены под покровом более молодых третичных и четвертичных осадков.

Юрская система в Каратау представлена всеми тремя отделами. Определению возраста юрских отложений Каратау способствовало представляющее большую научную ценность широко известное Каратауское местонахождение юрских насекомых, рыб и растений.

Последние, наиболее полные обобщающие работы по стратиграфии и палеонтологии юрских отложений Каратау принадлежат А. В. Мартынову, А. П. Балашову, А. И. Турутановой-Кетовой, А. К. Бувалкину, а также Р. Ф. Геккеру (1948). В разрезе юры выделяются следующие крупные подразделения.

1. Конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Мощность 350 м.
2. Серые песчано-глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками, мелкогалечными конгломератами и глинистыми сланцами, среди которых залегают слои углей. Мощность 400—500 м. В слоях глинистых

сланцев найдены остатки болотной флоры (в основном папоротниковых, гинкговых, вильссониевых, беннеттитовых, хвойных и других голосемянных) и эстерий. По флоре определен нижнеюрский возраст пород.

3. Песчаники серо-желтого цвета с известковым цементом и прослоями конгломератов и глинистых сланцев, залегающие трансгрессивно на угленосных отложениях и более древних породах. Мощность 350—400 м.

4. Серые глинистые сланцы с прослоями окварцованных песчаников. Мощность 200—250 м. Найдены остатки среднеюрской флоры.

5. Конгломераты, песчаники и листоватые известково-глинистые битуминозные сланцы, залегающие трансгрессивно на разных породах вплоть до палеозойских. Мощность 70—100 м. Среди сланцев распространены имеющие мировую известность «бумажные каратауские сланцы» серого цвета, богатые остатками растений, пресноводных ганоидных рыб, ракообразных (эстерий) и наземных и водных насекомых (стрекоз, цикад, тараканов, палочников, клопов, жуков, уховерток, сетчатокрылых, скорпионниц, двухкрылых комаров и многих других). Здесь же были найдены остатки летающего ящера и черепахи с длинным хвостом. В небольшом количестве встречены пресноводные гастроподы. Сланцы представляют известково-глинистые доломиты, которые накапливались в мелководных условиях близких к условиям отложения современных доломитов в оз. Балхаш. По фауне и флоре не вполне уверенно устанавливается их верхнеюрский возраст.

6. Массивные серые известняки, переходящие вверх по разрезу в красные мергели, а затем в красные глины. Мощность до 50 м. Залегают известняки также трансгрессивно, местами налегая непосредственно на палеозой. Возраст этих пород не установлен: одни исследователи их условно относят к верхней юре, а другие — к нижнему мелу.

Общая мощность юрского разреза около 1500 м.

В окрестностях Байджансайского антиклинория эти юрские осадки залегают на визейских отложениях и других более древних палеозойских и даже протерозойских породах трансгрессивно и с большим угловым несогласием. При изучении Байджансайского района мы почти все внимание уделяли палеозойским породам. Юрские отложения рассматривали, лишь поскольку они ограничивают выходы палеозоя с юго-запада. На границе Леонтьевской депрессии с горами северо-западной части Байджансайского района выходы палеозоя с юго-запада ограничены полем развития толстослоистых юрских песчаников. По-видимому, значительная часть юрских песчаников образовалась в результате перетотложения нижнепалеозойских песчаников, обнажающихся по соседству, а местами даже подстилающих юрские. Юрские песчаники среднезернисты. В них попадаются прослойки мелкогалечных конгломератов с большим количеством кварцевой гальки.

Среди юрских песчаников встречаются прослойки мощностью в несколько сантиметров белых опоковидных глинистых алевролитов и желтых и буровато-серых пористых алевролитистых доломитов.

Обломочный материал в этих породах неокатанный, несортированный. В составе обломков преобладает кварц; встречаются единичные зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Юго-восточнее р. Акбет в бассейне р. Хангас из-под песчаников выходят грубообломочные конгломераты, обнажения которых тянутся отсюда на юго-восток вдоль тектонического контакта юры с палеозоем. Конгломераты состоят из валунов и галек самых разнообразных пород, известных нам из разрезов палеозоя Байджансайского района. Среди обломков наибольшая роль принадлежит карбонатным породам — серым

и черным известнякам и доломитам. Много окатанных обломков различных песчаников и кремнистых пород.

Эти два литологических комплекса (песчаники и конгломераты), по-видимому, следует сопоставлять с нижними тремя подразделениями сводного разреза. Наблюдавшиеся нами конгломераты, вероятно, относятся к конгломератовой толще, а песчаники соответствуют второй (угленосной) и третьей снизу (песчаниковой) толщам.

Происхождение юрских осадков В. Г. Мухин и А. П. Балашов считали морским. В. Н. Вебер, Д. В. Наливкин, З. Ф. Гориздро-Кульчицкая и Р. Ф. Геккер (1948), опираясь не только на литологические, но и на палеонтологические данные, доказали пресноводно-озерное происхождение осадков. Большая мощность юрских отложений объясняется их накоплением в тектонической депрессии, которая считается в общем совпадающей с полосой современного развития юрских пород.

Палеонтологические и литологические материалы позволили Р. Ф. Геккеру дать весьма полную характеристику физико-географических условий в Каратау для верхнеюрской эпохи. Поскольку Байджансайский район непосредственно прилегал к юрскому озеру, имеет смысл почти полностью воспроизвести выводы Р. Ф. Геккера (1948, стр. 76—78):

«Среди гор, в тектонической депрессии, располагалось крупное озеро удлиненной формы, напоминавшее своим видом современный Байкал. Горы, окружавшие это озеро и местами слагавшие его скалистые берега, были сложены палеозойскими известняками, известняковыми конгломератами, доломитами, песчаниками и сланцами. Извиваясь среди ущелий, в озеро впадали горные реки; они выносили с гор продукты разрушения и растворения упомянутых пород в виде галек, песка, взвешенной в воде мути, растворенных в воде солей кальция и магния. Наиболее тяжелые составные части этого материала отлагались при выходе рек в озеро, образуя конусы выноса — дельты; взвешенный материал выносился дальше в глубь водоема, и на поверхности его дна отлагались карбонатные осадки.

Процессу отложения карбонатов кальция и магния благоприятствовали жаркий засушливый климат и сравнительная мелководность озера, что влекло за собой усиленное испарение его вод и обогащение их кальцием и магнием. В результате сезонных климатических колебаний и изменений в поступлении в озеро речной воды происходило чередование в отложении на дне озера разного типа карбонатов, при котором микрослойки доломита сменялись слоями кальцита. Вода в озере не была соленой (в смысле содержания в ней хлоридов и сульфатов), но она обладала большой жесткостью.

В озере обитала не особенно разнообразная ихтиофауна, состоявшая из ганоидных рыб; здесь жили также черепахи, брюхоногие моллюски, листоногие раки (эстерины), а также, несомненно, и другие животные. Из насекомых лишь немногие клопы были связаны с озером. Его водная растительность (водоросли) была, по-видимому, очень скудной. Из перечисленных групп животных в Каратауском озере хорошо себя чувствовали рыбы. Их остатки мы встречаем в большом количестве, то рассеянно на прежних участках дна, более удаленных от берегов, то в виде скоплений и резко выраженных валиков, образованных группами рыб, прибитыми волнами к берегу. Возможно, что рыбы гибли в больших количествах во время нереста. Вместе с ними здесь же встречаются гальки из скатывавшихся волнами комков недавно отложенных и в дальнейшем подвергшихся размыванию слоев известково-доломитового ила; эти гальки ослеплялись рыбьей чешуей и рыбьими косточками,

покрывавшими дно озера. Спорадические находки моллюсков (лишь брюхоногие с угнетенным обликом) свидетельствуют о том, что они не находили в Каратауском озере благоприятных условий существования. Причиной тому являлись, вероятно, богатство воды и осадков озера солями магния и скудность озерной флоры, зависевшая, возможно, от той же причины. О неблагоприятных жизненных условиях свидетельствуют, по-видимому, также мелкие и редко находимые раковинки эстерий.

Отчетливое, но далеко не полное представление о жизни на суше по берегам Каратауского озера дают бесчисленные остатки насекомых и растений, захороненные в его тонкозернистых карбонатных отложениях. Здесь также найден пока лишь один остаток наземного позвоночного — летающего ящера, который питался насекомыми и рыбой и, по-видимому, охотясь за ними над озером, погиб в нем. Если бы процент нахождения в отложениях Каратауского озера наземных позвоночных был большим, мы имели бы полное основание рассчитывать вскоре встретить здесь также и остатки первоптиц. Верхнеюрский возраст, одинаковый с возрастом золентфенской юры, и превосходные условия для фоссилизации в чрезвычайно тонкозернистых карбонатных отложениях Каратауского озера вполне оправдывали бы такую надежду.

Богатство каратауской энтомофауны исключительно как по количеству видов, так и по обилию представленных отрядов насекомых. Насекомые сами залетали в район водоема или заносились в него ветрами и нисходящими воздушными токами; попав в воду, насекомые служили пищей для рыб. Весьма вероятно, что часть насекомых непосредственно прилипла к вязкому илу во время осушения участков дна при сокращении зеркала вод озера.

Каратауская энтомофауна свидетельствует о субтропическом влажном климате. Сохранившиеся остатки растений показывают другое. Растительность сланцев Каратау распадается на два комплекса, из которых преобладающий комплекс носит ксероморфные черты; в него входят многочисленные хвойные, беннеттитовые и ряд папоротников. Это богатая растительная ассоциация покрывала относительно высокие берега озера, с которых листья, ветки, шишки и крылатки выносились в воду. Второй комплекс, состоящий из хвощей, других папоротников, гинкговых и нильссоний, образуют растения, произраставшие, по-видимому, на более удаленных от берегов озера заболоченных участках; отсюда части этих растений выносились в озеро речками. Части растений, так или иначе попадавшие в озеро, в том числе и куски древесины, разносились и рассеивались по его поверхности течениями, а затем опускались на дно; здесь они предохранялись от дальнейшего разрушения покрывавшим их тонким карбонатным илом. Первый комплекс форм, носящий определенный отпечаток засухоустойчивости, свидетельствует о засушливом климате мест его произрастания. На его экологическом типе могло также сказаться произрастание на склонах известняковых гор, бедных подпочвенной водой. Фауна насекомых была связана с флорой, произраставшей по берегам Каратауского озера и в особенности в более высоких поясах его горного окружения».

Сопоставляя ископаемое юрское озеро с современными, Р. Ф. Геккер видит его аналога в оз. Балхаш. Многие черты сходства он отмечает с Иссык-Кулем.

Тектоническая интерпретация перечисленных фактов и палеогеографических выводов очевидна. Ясно, что Байджансайский район, так же как и весь Каратау, испытывал в юрском периоде общее поднятие, являвшееся продолжением верхнепалеозойских и триасовых движений. Важ-

ной особенностью юрских движений Каратау оказалось интенсивное погружение, не менее чем на 1500 м узкой полосы, тянущейся несколько наискось через весь Каратау на 200 км с юго-востока на северо-запад. Это тектоническое понижение было занято озером и заполнилось его осадками.

Наибольшее опускание Каратау в целом произошло в верхнем мелу и третичном периоде. В это время большая часть Центрального Каратау покрывалась морем, которое пришло с юга из области современных пустынь Кара-Кумов и Кызыл-Кумов. Однако район Байджансайского антиклинория, по-видимому, и тогда оставался сушей, т. е. испытывал слабое поднятие. Фауна грифей, асарт и устриц, характерная для верхнемеловых осадков юго-западного склона Каратау, говорит о теплом климате. Широкое развитие железистости песчаников, мергелей и глин верхнего мела и палеогена вместе с наличием в них окремнелых деревьев дает нам указание на то, что на суше была обильная растительность, создававшая кислый характер среды поверхностных вод, переносивших железо. Нахождение в верхнемеловых и палеогеновых породах гипса нередко указывает на вероятность выноса серы из каратауской области размыва, где в это время происходило окисление сульфидных полиметаллических руд.

В палеогене отмечалось еще большее понижение суши, чем в меловом периоде, так как повсюду в окрестностях Каратау в палеогене широко развиты однообразные мощные красные и зеленые гипсоносные глины с редкими прослоями кварцевых песков с зубами акул.

Наконец, в неогене и центральные части всего Каратау оказались погруженными в воду. В пределах выходов протерозоя в Малом Каратау поверх базальных конгломератов отложились озерные глинистые мергели, суглинки и тонкослоистые пористые «палевые» известняки с значительной примесью песчаного и алевритного материала (17% кремнезема).

Обращает на себя внимание, что полоса Леонтьевской депрессии, интенсивно погружавшаяся в юрском периоде, во время мелового и третичного периодов не испытывала такого резкого индивидуального опускания.

Четвертичная система в Байджансайском районе, как и во всем Каратау, представлена двумя комплексами: древнечетвертичными и современными отложениями.

К древнечетвертичным отложениям относятся лёссовидные суглинки, залегающие на многих участках на водораздельных плато и на верхних частях склонов долин.

За пределами изученной нами площади на поверхности плато Кокджот известны останцы древнечетвертичных пористых известняков, называемых в литературе палевыми. Они часто содержат гальки различных дочетвертичных пород. Из остатков организмов в них найдены только хэликсы. Выходы палевых известняков отметил В. В. Галицкий (1943) на различных гипсометрических отметках и элементах рельефа.

Современные четвертичные отложения представлены слабо развитым аллювием горных рек и широко распространенным делювием. Террасы и древний аллювий в Байджансайском районе развиты слабо. В Леонтьевской депрессии они имеются.

На поверхностях известково-доломитных плато наблюдаются карстовые воронки. В северной части района они встречаются редко, но на юге их много. С карстовыми воронками, по которым осуществляется дренаж вод с плато, надо связывать современное накопление механических и

химических отложений в полостях внутри горных массивов. Вероятно, с деятельностью тех же подземных карстовых вод можно будет связать и часть палевых известняков, залегающих в пониженных элементах рельефа, если будет установлено, что некоторые из них являются травертинами. Предположения такого рода высказывала В. Н. Разумова, изучавшая мезозойские и кайнозойские отложения Каратау.

По-видимому, к особому типу четвертичных образований нужно отнести обнаруженную нами в бассейне р. Кокпатас на поверхности древнего пенеплена редкую россыпь средних по величине и мелких хорошо окатанных галек. Гальки встречаются на водоразделах и склонах поодиночке и скоплениями. Они залегают непосредственно на нижнепалеозойских породах, где нет таких конгломератов, из которых эти гальки могли быть освобождены выветриванием. Вероятно, гальки входили в прошлом в состав рыхлых мезозойских отложений, отчасти перекрывавших краевые участки Байджансайского района. Конгломераты с такими гальками мы наблюдали в виде прослоев в юрских песчаниках. Гальки могли быть в прошлом включены также в осадки типа палевых известняков или озерных суглинков. Кварц для образования галек имеется в большом количестве в метаморфических породах протерозоя, в которых он образует многочисленные жилы.

Мы думаем, что при постепенном подъеме Каратау в четвертичном периоде рыхлые отложения размывались и в первую очередь из них выносились наиболее мелкие частицы. Гальки проектировались на подстилающие их менее рыхлые породы и перемещались по поверхности последних медленнее, чем мелкие частицы. Поэтому гальки еще встречаются сейчас там, где остальные компоненты размывтых рыхлых осадков уже отсутствуют. Кварцевый состав галек объясняется тем, что при длительном многократном перемывании кварцевые гальки, как наиболее прочные, истираются и разрушаются медленнее галек иного состава и поэтому оказываются наиболее крупными. Время образования россыпей кварцевых галек, может быть, не следует ограничивать четвертичным периодом и нужно расширить, включив неогеновый период.

Следует напомнить, что редкая россыпь отдельных кварцевых галек, подобная той, что обнаружена в Байджансайском районе, известна в Альпах.

Четвертичные отложения Каратау свидетельствуют, что в начале четвертичного периода район был еще низменным. Здесь располагались отдельные пресноводные озера, в которых отлагались известковистые илы и суглинки. Значительная часть алевролитного и глинистого материала, по-видимому, была эолового происхождения. В течение четвертичного периода этот низменный рельеф, вследствие поднятия земной коры, был преобразован в современный горный. С четвертичными движениями связано дальнейшее развитие той платформенной альпийской структуры Каратау, которая начала формироваться в мезозое. Эта структура будет охарактеризована ниже.

Таким образом, на протяжении всего мезозоя и кайнозоя Байджансайский район был в числе относительных поднятий.

В течение мезозоя и кайнозоя поверхностные воды, просачивавшиеся в швы разрывов, выщелачивали и окисляли образовавшиеся в палеозое сульфиды железа, меди, свинца и цинка и таким образом разрушали месторождения. Эти воды образовали тела железняков (гетитные, гид-рогетитные и гидрогематитные стяжения) и создали крупнокристаллические карбонатные жилы с друзовой текстурой. Возникновение многочисленных наслоений, параллельных стенкам жил и состоящих из крупных кристаллов, перпендикулярных стенкам жил, приходится

объяснять многократным приоткрыванием швов разрывов. Такое раздвигание швов происходило у многих разрывов, которые в верхнепалеозойской структуре являются взбросами или сбросами, т. е. разрывами с подчиненным значением раздвиговой составляющей общей амплитуды. Гидроокислы железа и марганца, присутствующие в жилах в большом количестве, по нашему мнению, могли вноситься поверхностными водами, обладавшими, судя по их воздействию на сульфидные тела, кислым характером среды, который был свойственен поверхностным водам нашего района в мезозое и кайнозое.

Вопрос о возрасте рассмотренных жил не может считаться решенным окончательно. Мы только пытаемся его поставить, предполагая, что формирование жил могло происходить, начиная с юрского и кончая четвертичным периодом включительно.

II. СТРОЕНИЕ КРУПНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Глава 8

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ КАРАТАУ

Палеозойскую структуру Каратау в прошлом наиболее подробно описали И. И. Машкара (1939) и В. В. Галицкий (1936, 1937, 1940, 1943, 1945а, б). Сложную складчатость и разрывы Машкара объяснял общим горизонтальным сжатием поперек Каратау в направлении с юго-запада на северо-восток. Галицкий, констатируя те же складки, что и Машкара, доказывал намного более широкое развитие крупных тектонических разрывов, которые он делил на следующие три группы.

1. Крупные региональные сдвиги, тянущиеся главным образом вдоль границы Большого и Малого Каратау. Крупнейшим сдвигом является, по его мнению, Главный Каратауский разрыв, рассматриваемый им как часть Фергано-Таласского разлома. В пределах всего Каратау сдвиги считаются левыми (см. фиг. 3).

2. Пологие «надвиги сдирания», создающие покровную структуру в Большом Каратау, где почти все выходы фаменских и каменноугольных отложений Галицкий относит к аллохтону, перемещенному с северо-запада на юго-восток вдоль хребта. Тюлькубасские и более древние породы он относит к автохтону. Сдвиги и «надвиги сдирания» Галицкий рассматривает как разновозрастные образования, формирование которых происходило в начале роста герцинских складок. Продолжавшееся после возникновения этих разрывов складкообразование привело к деформации «надвигов сдирания».

3. Наиболее молодыми Галицкий считает сравнительно мелкие крутые сбросы и взбросы, секущие складки и предыдущие разрывы.

Как уже говорилось, в Байджансайском районе, где Галицкий так же, как и в Ачисайском районе, видел доказательства своей тектонической схемы, каменноугольные и фаменские отложения залегают на более древних породах нормально, т. е. без тектонического контакта. Ниже, при описании структуры, будет доказано отсутствие и региональных сдвигов, и «надвигов сдирания». К аналогичным выводам о неправильности покровно-сдвиговой схемы общей тектоники всего Каратау в течение последних лет пришли В.В. Бронгулеев (1957) в результате исследований в Ачисайском районе Центрального Каратау, М. И. Арсовский и В. Н. Павлинов, изучавшие Боролдайский район. В. В. Эз (1954, 1956), исследовавший Джиллаганатинский район северо-западной части Центрального Каратау, считает, что Галицкий сильно преувеличивает роль мелких надвигов. Таким образом, различные исследователи во всех

районах Каратау пришли в общем к одинаковому выводу о неверности указанных выше представлений В. В. Галицкого. Вместе с тем следует отметить, что в Центральном Каратау, особенно в Ачисайском районе, некоторые исследователи допускают существование отдельных надвигов с амплитудой горизонтального перемещения до 5 км (В. В. Эз). Следовательно, общую структуру Каратау, следует в настоящее время характеризовать, не пользуясь покровно-сдвиговой схемой В. В. Галицкого.

Рассматривая структуру Каратау, необходимо различать четыре структурных этажа — протерозойский, нижнепалеозойский (каледонский), среднепалеозойский (герцинский) и альпийский. Границы между этажами представлены поверхностями угловых несогласий в подошве кембрия, в основании среднепалеозойских отложений и в основании мезо-кайнозойских осадков. Поверхность несогласия, отделяющая протерозойский структурный этаж от нижнепалеозойского, видна лишь в немногих местах в северо-западной и юго-восточной частях Каратау. Следующая поверхность раздела между нижне- и среднепалеозойскими этажами хорошо видна на всей площади Каратау.

О внутреннем строении протерозойского структурного этажа на всей площади Каратау достоверно судить невозможно. Ясно лишь наличие в нем ряда полос северо-западного простирания, сложенных различными интенсивно дислоцированными породами. На крайнем северо-востоке Каратау под покровом палеозойских отложений нужно предполагать полосу развития сильно метаморфизованных пород протерозоя или архея, прорванных гранитными интрузиями. Обломки этих пород слагают нижний кембрий Малого Каратау. Следующая к юго-западу полоса, включающая Кокджотский горст, образована кристаллическими сланцами. В северо-западном Каратау, по-видимому, на ее простирании расположена полоса, сложенная сильно метаморфизованными породами, прорванными кислыми и основными интрузиями. Следующая к юго-западу полоса может быть намечена на основании выходов протерозоя в центре Байджансайского района и в результате изучения состава обломочного материала в кембрии этого района. Вероятно, под палеозоем Байджансайского района и дальше к юго-западу в составе протерозоя много кислых эффузивных пород и гранитных интрузий. Этот протерозой сильно отличается от обнажающегося всего в 6 км северо-восточнее в Кокджотском горсте. Поэтому можно предполагать, что в зоне Главного Каратауского разрыва в Байджансайском районе к концу протерозоя уже имелся крупный тектонический разрыв. Предположение о существовании в протерозое крупных разрывов в Главной Каратауской зоне разрывов в северо-западном и юго-восточном Каратау было обосновано Л. В. Беляковым и Г. И. Макарычевым.

Внутреннее строение нижнепалеозойского (каледонского) структурного этажа в основных чертах расшифровывается довольно уверенно. Вследствие значительного поднятия центральной части крупного каледонского антиклинория в силуре и нижнем девоне, нижнепалеозойские породы были смыты из полосы, включающей Кокджотский горст. Поэтому нижнепалеозойский структурный этаж залегает в виде двух изолированных тел. Одно находится под северо-восточным склоном Малого Каратау, другое — под Большим Каратау.

В Малом Каратау нижнепалеозойский этаж представляет часть северо-восточного крыла каледонского антиклинория. В ее пределах развиты крупные довольно пологие линейные складки, осложненные взбросами вдоль юго-западных крыльев антиклиналей. Такое расположение разрывов отражает или общее горизонтальное движение масс при формировании антиклинория с северо-востока на юго-запад, или одно-

образную глыбовую каледонскую тектонику протерозойского этажа. Последнее кажется более вероятным. Идя вкрест простирания антиклинория и миновав его наиболее поднятую часть, где нижнепалеозойский этаж уничтожен денудацией, мы попадаем в Байджансайский район, находящийся на юго-западном крыле антиклинория.

Значительная часть юго-западного крыла каледонского антиклинория видна также на северо-западе большого Каратау в пределах обширного поля выходов ордовика. Она же видна и на юго-востоке Каратау в Боролдайском хребте. На основании того, что в большом Каратау красноцветные франско-среднедевонские тьюлькубасские отложения обычно контактируют с ордовиком и намного реже ложатся на кембрий или протерозой, можно сделать вывод о меньшей амплитуде дислокаций, возникших здесь при каледонском складкообразовании, по сравнению с другим крылом каледонского антиклинория, находящимся в Малом Каратау. Наблюдающиеся крутые складки в нижнем палеозое северо-восточного края зоны Большого Каратау в юго-западном направлении выполаживаются. Это установлено в северо-западном Каратау Е. П. Успенским и И. Т. Александровой, то же самое выявлено нами в Байджансайском районе. Весьма важно, что в Байджансайском районе еще в 1951 и 1952 гг. автором и И. В. Александровым были выявлены участки с параллельным залеганием слоев среднего и нижнего палеозоя, причем было установлено, что мелкие второстепенные изгибы и другие деформации слоев среднего палеозоя повторяются на глубине слоями тех отложений, которые относятся нами теперь к нижнему палеозою. Следовательно, во время герцинского складкообразования происходило дополнительное усложнение внутренней складчатой структуры нижнепалеозойского этажа. Ясно, что многие разрывы герцинского и альпийского возраста пересекают этот этаж.

Современную форму поверхности, отделяющей нижнепалеозойский структурный этаж от среднепалеозойского (герцинского), можно прочесть на геологических картах, прослеживая подошву франско-среднедевонских отложений в Большом Каратау и подошву карбона на северо-восточном склоне Малого Каратау. На своде и северо-восточном крыле каледонского антиклинория (в Малом Каратау) эта поверхность образует пологое общее сводообразное вздутие. Отдельные участки вздутия смещены вверх или вниз на первые сотни метров по крутым разрывам герцинского возраста.

На юго-западном крыле антиклинория эта же поверхность принимает участие в крупных резких складках. На участках главных антиклиналей герцинского структурного этажа поверхность местами вздымается выше уровня, достигаемого ею в пределах Малого Каратау. Однако в общем для Большого Каратау характерно более низкое залегание данной поверхности по сравнению с Малым Каратау. Интенсивная дислоцированность поверхности в Большом Каратау — результат герцинского складкообразования.

Герцинский структурный этаж, сложенный франско-среднедевонской тьюлькубасской свитой, фаменским ярусом и нижним карбоном, широко распространен в зоне Большого Каратау, особенно в средней ее части, обычно называемой Центральным Каратау. Отсюда его выходы непрерывной полосой тянутся к северо-западу вдоль юго-западного подножья Каратау. На юго-восток от Центрального Каратау полоса выходов данного структурного этажа, значительно расширяясь, прослеживается в область юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Параллельно указанной полосе на более коротком расстоянии вдоль северо-восточного подножья Малого Каратау тянется вторая полоса широкого разви-

тия герцинского структурного этажа. Между этими двумя полосами в осевой части Малого Каратау от размыва сохранились лишь редкие останцы герцинского структурного этажа.

В Большом Каратау внутренняя структура герцинского этажа характеризуется интенсивной складчатостью с резко выраженной дисгармонией. Господствует северо-западное простирание, но на отдельных участках складки тянутся поперек Каратау с юго-запада на северо-восток. В Байджансайском районе видно, что простирание герцинских складок в ряде мест под острым углом пересекает простирание складок в нижнепалеозойском этаже. Антиклинали в герцинском этаже не обязательно проектируются на антиклинали в нижележащем этаже. Во многих местах наблюдаются диапироподобные прорывы аргиллитов и мергелей, а также и других пород сквозь слабослоистые доломиты и известняки фаменского яруса и нижнего карбона. Прорвавшиеся кверху породы относятся к различным горизонтам девона.

В целом в Большом Каратау преобладают опрокидывание складок и надвигание с юго-запада на северо-восток. Однако на отдельных участках, особенно вблизи границы тектонических зон Большого и Малого Каратау, отмечается обратное направление. Местами небольшое надвигание происходит в поперечном направлении с юго-востока на северо-запад (Биресекский район, северо-западная часть Боролдайского района).

В Центральном Каратау интенсивность складчатости в общем увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток.

Все исследователи отмечали весьма отчетливую дисгармонию в герцинском структурном этаже всего Каратау. В нижней части этажа — в тьюлькубасских песчаниках и конгломератах складки обычно имеют форму крупных мульд, брахиантиклиналей, куполов с небольшой крутизной наклона крыльев. Выше в фаменских отложениях, особенно в Центральном Каратау, дислокации наиболее интенсивны и часто представлены изоклиальной полной линейной складчатостью, приуроченной к отдельным участкам и полосам. В Центральном Каратау складки в фаменских отложениях группируются пучками. Для пород карбона характерны крупные, широкие и коробчатые складки промежуточного типа. Антиклинали совпадают с пучками более мелких и резких складок в нижележащем фаменском ярусе. Карбон сохранился от размыва главным образом в широких плоских брахисинклиналях.

В пределах тектонической зоны Большого Каратау резко выделяется несколько основных поднятий в герцинском структурном этаже. Упомянем сначала наиболее крупное поднятие, которое занимает северо-западную часть Большого Каратау. Вдоль оси поднятия обнажается ордовик. Здесь ось герцинского поднятия, по-видимому, протягивается где-то в пределах юго-западного крыла каледонского антиклинория, так как это же обширное поле выходов ордовика образует крыло каледонского поднятия. Идя отсюда по простиранию складок на юго-восток, можно видеть, как одно и то же поле выходов ордовика сперва является крылом каледонского антиклинория, а затем становится ядром герцинского поднятия (см. фиг. 2).

По направлению на юго-восток шарнир этого поднятия погружается, и вследствие этого прекращаются выходы ордовика. После этого поднятие продолжает проследиваться на юго-восток. Оно здесь называется Миргалымсайским¹ и имеет уже небольшую ширину (менее 10 км). Вдоль оси в нем обнажаются лишь девонские породы.

¹ Название структурных элементов Центрального Каратау приведены в соответствии с последней опубликованной структурной схемой этого района (Эз, 1954).

Северо-восточнее расположено другое, менее широкое Мынжилкинское поднятие, в ядре которого местами обнажается нижний палеозой. К юго-востоку оно тянется в район Турланского перевала и Ачисая. Шарнир этого поднятия, так же как и описанного выше, погружается на юго-восток. Вместе с тем из-за ундуляций шарнира поднятие распадается на три брахиантиклинали: Бессазскую, Учайрыкскую и Карабулакскую. Продвигаясь на северо-запад вдоль оси Бессазского поднятия, мы попадаем во внутреннюю часть каледонского антиклинория. Здесь отдельные крупные антиклинали с выходами кембрия и протерозоя погружаются к юго-востоку. Двигаясь вдоль осей антиклиналей на юго-восток, можно заметить их совпадение с осями поднятий в герцинском структурном этаже. Каждому герцинскому поднятию в каледонском этаже соответствует по несколько более узких и крутых антиклиналей.

Итак, при общем погружении крыла каледонского антиклинория к юго-востоку, по мере перехода от северо-западного к центральному участку Большого Каратау наблюдается, как от крыла отходят отдельные группы антиклиналей, которые переходят по простиранию в основные поднятия, осложняющие внутреннюю структуру герцинского этажа в Центральном Каратау.

Мынжилкинское и Миргалимсайское поднятия в герцинском этаже сперва тянутся на юго-восток в общем параллельно одно другому, испытывая лишь ундуляции шарниров, но затем сливаются вследствие того, что простирание Миргалимсайского поднятия становится восточным. В месте их соединения находится Карабулакская брахиантиклиналь меридионального простирания.

Вдоль восточного крыла Карабулакской брахиантиклинали вытянута довольно широкая Джаманктайская полоса в общем антиклинального строения, с многочисленными разрывами сбросового типа. Разрывы самого разнообразного простирания обусловлены прорывами мергелей фаменского яруса сквозь турнейские массивные известняки и доломиты. В последних широко развиты различные тектонические брекчии, вызванные растяжением на сводах диапировых прорывов.

Наряду с диапировым прорыванием фаменского яруса кверху, по-видимому, здесь происходило некоторое движение в северо-западном направлении с образованием пологих местных разрывов на границе девона и карбона. Характер таких разрывов пока еще не выяснен, но присутствие их признано не только В. В. Галицким, но и всеми другими исследователями данного района (В. В. Эз, В. В. Бронгулеев, М. М. Страчков и др.).

Участок окруженный двумя соединившимися поднятиями, представляет собой крупную синклиналиную полосу, центральная часть которой осложнена Кызылатинской антиклиналью, имеющей асимметричное поперечное сечение. Ее юго-западное крыло, состоящее из фаменских пород, пологое. Оно слабо осложнено дополнительной складчатостью. Крутое северо-восточное крыло имеет многочисленные складки, которые заполняют всю Баялдырско-Биресекскую синклинали, отделяющую Кызылатинскую антиклиналь от Бессазской. Опрокидывание складок и направление надвигания по разрывам отражают движение масс от оси синклинали в сторону соседних с ней антиклиналей.

Юго-западнее Кызылатинской антиклинали расположена Джилантинско-Акчечикская синклинали, осложненная дополнительными складками, взбросами и надвигами, связанными главным образом с движением масс с юго-запада на северо-восток в пределах юго-западного крыла синклинали.

Несколько восточнее юго-восточного периклинального окончания Кызылатинской антиклинали, пересекая синклинальный участок, окруженный Миргалимсайским и Мынжилкинским поднятиями, вдоль долины р. Биресек, поперек Каратау тянется полоса развития мелких брахиантиклинальных складок, осложненных большим количеством различно ориентированных разрывов. Происхождение этих складок вызвало много споров, которые до сих пор еще не разрешены. Основываясь на результатах исследований произведенных Г. В. Хетагуровым и Д. Е. Гафт, автор считает возможным констатировать три важные структурные особенности данной полосы.

1. Брахиантиклинали в Биресекской полосе образуют правый кулисообразный ряд.

2. Несмотря на большое разнообразие разрывов, можно заметить преобладание двух типов — взбросов с преимущественным надвиганием на северо-запад и сбросов с различной ориентировкой в пространстве. Наряду с продольными, много поперечных и косых сбросов.

3. Во всей полосе резко проявлены диапировые прорывы пород различных алевритистых и мергелистых горизонтов фаменского яруса сквозь вышележащие фаменские же и турнейские отложения. Обилие сбросов обусловлено диапиризмом.

Биресекская полоса нарушений на северо-восточном конце, не дойдя до Мынжилкинского поднятия, отклоняется к востоку, а затем приобретает почти широтное простирание; сохраняя его она несколько наискось постепенно подходит к Учайрыкской брахиантиклинали. На этом участке широтного простирания кулисообразное расположение отдельных брахиантиклиналей и обилие сбросов утрачиваются. Здесь прослеживается линейная антиклинальная складка, осложненная взбросом с надвиганием к северо-востоку. Южнее находится широкая Бельмазарская синклиналь. Интересно, что указанный взброс находится примерно на линии простирания нарушений, осложняющих северо-восточное крыло Кызылатинской антиклинали, но обладает противоположным направлением движения масс.

К юго-востоку от места соединения Мынжилкинского и Миргалимсайского поднятий, продолжая простирание последнего, тянется узкая широтная антиклинальная полоса с ундулирующим шарниром и резко выраженными проявлениями диапировых прорывов фаменских отложений сквозь нижнетурнейские массивные известняки.

Миргалимсайское поднятие вместе с продолжающей его антиклинальной полосой располагается вдоль дуги, обращенной выпуклостью к югу. Такая же дуга обрисовывается простираниями Бессазской антиклинали и дополнительных складок, осложняющих северные крылья Учайрыкской и Карабулакской брахиантиклиналей. Параллельно этим дугам изгибается ось и Кызылатинской антиклинали. Пространство, ограниченное этими дугами, перегораживается поперек Биресекской сильно дислоцированной полосой и Карабулакской брахиантиклиналью.

Юго-западнее Центрального Каратау под мезозойскими и кайнозойскими отложениями, по-видимому, расположена третья дугообразная полоса развития антиклиналей, концентричная по отношению к первым дугам. Отдельные участки этой полосы видны в северо-западной части юго-западных предгорий Каратау, между меридианами Яны-Кургана и Туркестана (см. фиг. 2). Все эти дуги огибают юго-восточное окончание наиболее северо-западного из частных каледонских антиклинорий, расположенных кулисообразно.

Южнее Карабулакской брахиантиклинали и Биресекской полосы можно заметить изменения простирания складок и выходов фаменского яруса, которые позволяют предполагать здесь поперечные зоны нару-

шений, перегораживающие пространство между второй и третьей дугами пучков складок.

Все антиклинали, приуроченные к трем дугам, постепенно погружаются к юго-востоку и гаснут, обладая почти широтным простиранием. Наискось по отношению к их простиранию с северо-запада на юго-восток протягивается полоса небольших антиклинальных линейных складок, которую можно проследить южнее Байджансайского района, и назвать Арстандинским поднятием. В ядрах многих из этих складок обнажаются фаменские отложения. На юго-востоке складки протягиваются вдоль северо-восточного крыла Боролдайского антиклинория, где интенсивность всех дислокаций резко возрастает.

Если проследживать эти складки не с северо-запада на юго-восток, а в обратном направлении, то можно сказать, что пучок, тянущийся от северо-восточного крыла Боролдайского антиклинория, испытывает своеобразную виргацию в районе Центрального Каратау. Одна особенность виргации заключается в том, что отходящие от основного ствола складки отделены от него полосой погружения шарниров. Другая особенность — это постепенный подъем шарниров и усиление складок с удалением от основного ствола.

На юго-востоке Каратау расположен Боролдайский антиклинорий. Он обладает более интенсивно дислоцированным северо-восточным крылом, по сравнению с юго-западным, и отчетливыми признаками движения масс с юго-запада на северо-восток. У антиклинория четко выражено северо-западное периклинальное окончание, где развиты пологие крупные складки брахиантиклинальной и куполовидной формы, осложненные диапироподобными прорывами девонских пород в зоны разрывов в массивных турнейских известняках. Оси складок в этом месте, возможно, несколько отклоняются к юго-западу.

Боролдайский антиклинорий по направлению к юго-востоку под весьма острым углом постепенно подходит к области выходов протерозоя, являющейся ядром каледонского антиклинория, и в Таласском Алатау сменяется этой областью по простиранию. Герцинский Боролдайский антиклинорий отделен от глубоко размытого ядра каледонского антиклинория крупным Таласским тектоническим разрывом.

Таким образом, в тектонической зоне Большого Каратау можно видеть, как от каледонского антиклинория, постепенно отклоняясь к югу, ответвляются два герцинских антиклинория. Один — в северо-западном Каратау — тянется, испытывая погружение шарнира, к юго-востоку. Другой (Боролдайский) — в западной части Таласского хребта — тянется к северо-западу навстречу первому, также испытывая погружение шарнира.

Между полосой развития этих двух герцинских антиклинориев и тектонической зоной Малого Каратау, являющейся в данном месте ядром каледонского антиклинория, расположена синклинорная область. Приблизительно на одинаковом расстоянии от обоих ее концов она прерывается Байджансайским антиклинорием. Герцинский Байджансайский антиклинорий непосредственно граничит с ядром каледонского антиклинория по Главной Каратауской зоне разрывов, которая служит продолжением Таласского разрыва. Юго-восточнее Байджансайского антиклинория расположен широкий и слабо дислоцированный Бугуньский синклинорий. Северо-западнее антиклинория находится более узкий и сильнее нарушенный складками и разрывами Караадырский синклинорий.

В Байджансайском антиклинории простирание складок образует дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. В восточной части

антиклинория складки имеют северо-западное простирание, а в западной части — широтное.

Граница зон Большого и Малого Каратау не прямолинейная. К Бороддайскому антиклинорию она подходит с юго-востока со средним простиранием 290° . Это же простирание сохраняет и Бороддайский антиклинорий, который на востоке срезается данной границей лишь потому, что она отгибается к северу и подходит к Байджансайскому антиклинорию с простиранием 325° . На участке Байджансайского антиклинория граница, изгибаясь, приобретает широтное простирание, а затем резко изменяет его и тянется до северо-западного окончания Караадырского синклинория с простиранием 315° . В месте центроклинального замыкания синклинория (Келинчекская синклиналь) граница резко отступает к юго-западу и после этого прослеживается на северо-запад в среднем по азимуту 315° . После исчезновения выходов девона и карбона, связанных с Джилаганатинской синклиналью, положение границы тектонических зон Большого и Малого Каратау и приуроченного к этой границе Главного Каратауского разрыва становится менее определенным и может намечаться лишь по структуре нижнепалеозойского этажа – вероятно, в Главной Каратауской зоне разрывов, где деформированность этого этажа наибольшая.

Юго-восточнее Большого Каратау, в области юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня находится известная виргация современных хребтов и палеозойских складок. При ознакомлении с материалами по геологии этой области можно отметить наиболее важные особенности ее герцинской структуры, имеющей много общего с зоной Большого Каратау. Крупные герцинские поднятия здесь ответвляются от каледонского антиклинория еще отчетливее, чем в Каратау. В ядрах поднятий выходят силур и девон. Широкие синклинали сложены карбоном. Простирания складок и частных антиклинориев подчиняются более сложной закономерности по сравнению с отмечаемой обычно виргацией. От каледонского антиклинория Таласского хребта складки ответвляются под весьма острым углом, имея широтное простирание. Затем они постепенно отходят от него, принимая юго-западное простирание и создавая, таким образом, виргацию. Одно из поднятий в верхнем течении р. Чаткал изменяет свое простирание настолько, что становится меридиональным. Возле юго-западной и южной границ рассматриваемой зоны простирание складок резко изменяется. У южной границы складки отклоняются к западу и становятся широтными. Широтно простирается Чаткальский антиклинорий. Вблизи юго-западной границы (южнее Ленгера) складки тянутся на северо-запад. Угамский антиклинорий, по-видимому, на западном окончании отклоняется к юго-востоку навстречу складкам северо-западного простирания. Таким образом, складки располагаются концентрично вдоль юго-западной границы зоны среднепалеозойского прогиба и верхнепалеозойского поднятия. Параллельно этой границе тянутся крупные тектонические разрывы, которые часто считают поперечными вследствие того, что они поперечны к основным элементам современного рельефа, обусловленного новейшей тектоникой. Дальше к юго-западу в зоне верхнепалеозойского прогиба простирания складок и разрывов оказываются преимущественно северо-восточными.

Для определения общего наименования структуры области Угамского, Пскемского и Чаткальского хребтов, а также и связанного с ними Большого Каратау, существенное значение имеет форма залегания различных стратиграфических поверхностей в герцинском структурном этаже. Подошва этажа здесь, так же как и в Большом Каратау, опущена по отношению к зоне крупного каледонского антиклинория, располо-

женного северо-восточнее рассматриваемой тектонической зоны. Кроме того, подошва поднимается и по направлению к юго-западу от этой зоны. В Кураминском хребте и в юго-западной части Чаткальского обнажены отдельные участки зоны второго крупного сложно построенного каледонского поднятия, которое занимало область значительной части Ферганской долины, Кураминского хребта, Приташкентских Чулей, больших участков в пределах Кызыл-Кумов и, возможно, прилежащей к Каратау части долины Сыр-Дарьи.

В юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня, где можно видеть более полное поперечное сечение тектонической зоны, включающей Большой Каратау, в составе герцинского структурного этажа резко выделяется два комплекса пород (Васильковский, 1952; Аделунг, 1937, 1939, 1940). Нижний комплекс образуют сильно дислоцированные породы верхнего силура, девона и нижнего карбона. Они имеют наибольшую мощность в рассматриваемой тектонической зоне и выклиниваются или сильно сокращаются в мощности и к северо-востоку и к юго-западу от нее. Верхний комплекс представлен верхним палеозоем (средний карбон—пермь). Дислоцирован верхний комплекс намного слабее нижнего. Мощности слагающих его пород увеличиваются к юго-западу и югу по мере удаления от оси рассматриваемой тектонической зоны. Подошва верхнего комплекса залегает не так, как подошва нижнего: она не опускается, а поднимается к оси описываемой зоны. Таким образом, эта зона может быть охарактеризована как прогиб, если рассматривать подошву герцинского этажа, и она же может быть названа поднятием, если опираться на подошву верхнего комплекса в составе того же этажа. Такие особенности структуры в совокупности с отмечавшейся выше историей тектонических движений и осадконакопления (образование верхнепалеозойского поднятия на месте среднепалеозойского прогиба) позволяют зону Угамского, Пскемского, Чаткальского и Карачилекского частных антиклинорий назвать крупным и сложнопостроенным полуобращенным антиклинорием. Называя ее не обращенным, а полуобращенным антиклинорием, мы тем самым подчеркиваем, что подошва данного структурного этажа в пределах антиклинория осталась прогнутой, несмотря на подъем его кровли и ряда промежуточных стратиграфических поверхностей.

Большой Каратау находится в той же тектонической зоне и обладает в общем теми же основными чертами структуры и истории палеозойского развития. Поэтому, несмотря на отсутствие данных о юго-западном ограничении Каратау, погребенном в долине Сыр-Дарьи, его также можно считать герцинским полуобращенным антиклинорием.

Осевая часть Малого Каратау, сложенная протерозоем и нижним палеозоем, в герцинской структуре является необращенным антиклинорием, осложненным крутопадающими разрывами, благодаря которым в отдельных грабенах сохранились останцы маломощного герцинского структурного этажа. Один большой останец известен в ур. Учбас, где среди поля выходов кристаллических сланцев кокджотской свиты протерозоя обнажаются тюлькубасские красцветы и известняки фаменского (?) яруса. Другой небольшой останец фаменских и турнейских отложений известен севернее ур. Учбас, среди поля выходов кембрия и ордовика.

Необращенный герцинский антиклинорий осевой части Малого Каратау непосредственно граничит с полуобращенным антиклинорием Большого Каратау.

Далее к северо-востоку, идя вкрест простирания структурных зон, на северо-восточном склоне Малого Каратау находим вторую полосу

развития герцинского структурного этажа, который здесь образован фаменским (?) ярусом, нижним и средним карбоном. Эти породы в общем слабо наклонены к северо-востоку и смяты в широкие весьма пологие складки. Данное поле развития выходов среднего и верхнего палеозоя представляет часть юго-западного крыла крупного необращенного герцинского парагеосинклинального синклиория.

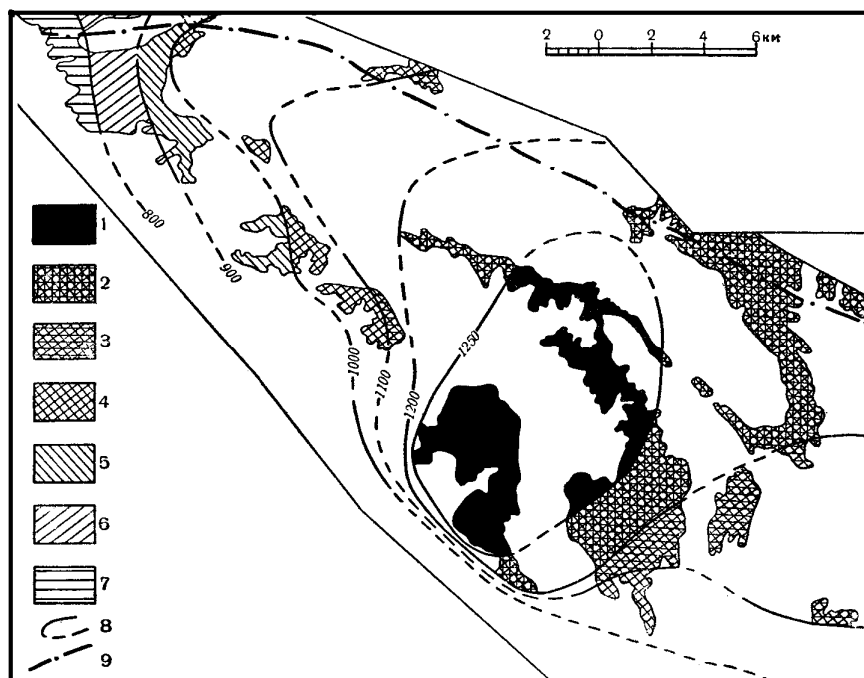
Альпийский структурный этаж образован в Каратау мезозойскими и третичными отложениями его предгорий и Леонтьевской депрессии. Структурные элементы коры и ее деформации, созданные в альпийском этапе, выявляются не только по залеганию мезозойских и кайнозойских отложений, но и по современной форме и высоте распространения древней поверхности выравнивания. Используя эти данные, можно установить, что в альпийском этапе на месте Каратау возникло два крупных брахиантиклинальных поднятия северо-западного простирания (см. фиг. 1).

Первое поднятие ответвляется от основной части Северного Тянь-Шаня в том месте, где он, резко изгибаясь, изменяет свое западное простирание на юго-западное (Таласский хребет). Это поднятие имеет форму брахиантиклинали шириной 60 км и длиной 140 км. Брахиантиклиналь приблизительно вдоль оси разделяется на две части Леонтьевским прогибом, заполненным юрскими отложениями. Часть поднятия, расположенная юго-западнее прогиба, совпадает с герцинским Боролдайским антиклинорием. Здесь пенепленизированная поверхность палеозоя, сохранившаяся на водоразделах, поднимается несколько выше 1000 м над уровнем моря. Северо-восточная часть поднятия включает часть необращенного герцинского антиклинория Малого Каратау, значительный участок крупного герцинского необращенного синклиория, а также почти весь Байджансайский антиклинорий и Бутуньский синклиорий. Выравненная поверхность палеозоя достигает здесь высоты 1300 м, а местами приближается к 1500 м. Северо-западное периклинальное окончание данной части первого поднятия находится северо-западнее одноименной периклинали юго-западной части этого же поднятия.

Леонтьевский прогиб шириной всего 6—9 км, разделяющий две указанные части одного общего поднятия, углубляется по направлению к северо-западу. Поверхность палеозоя залегает в нем в наиболее глубоких его местах на высотной отметке уровня моря. На крыльях прогиба встречаются крутые разрывы. Поэтому в некоторых поперечных сечениях он имеет структуру грабена. Внутри прогиба также имеются разрывы, создающие мелкие горсты и грабены, осложняющие его внутреннюю структуру. Упомянутые разрывы рассекают юрские отложения. Вследствие резкого погружения поверхности палеозоя в Леонтьевском прогибе обе половины обсуждаемого первого поднятия имеют асимметричную форму поперечного сечения с крутыми и короткими крыльями, обращенными к прогибу, и пологими широкими внешними крыльями.

Второе поднятие расположено северо-западнее первого и кулисообразно смещено к юго-западу по отношению к северо-восточной части первого поднятия. Второе поднятие шириной 70 км и длиной 220 км совпадает с Центральным и Северо-Западным Каратау и включает часть герцинской тектонической зоны Большого Каратау. Его юго-западное крыло, весьма широкое и пологое, постепенно поднимается почти до северо-восточной границы хр. Большой Каратау. В долине Сыр-Дарьи денудированная поверхность палеозоя находится на глубине уровня моря и ниже. У юго-западного подножья хребта она выходит на поверхность и постепенно поднимается до 1500 м. В верховьях р. Баял-

дыр поверхность уже размыта, а высота гор несколько больше 1500 м. Далее к северо-востоку происходит резкое опускание поверхности палеозоя, перекрытой на северо-восточном подножье хребта третичными отложениями. Крутое северо-восточное крыло второго поднятия служит вместе с тем и крылом, вероятно, протягивающегося сюда Леонтьевского прогиба. В пределах этого крыла известны разрывы, смещающие третичные слои.



Фиг. 28. Схема новейшей тектоники Байджансайского района.

Сост. М. В. Гзовский. 1954 г.

Поверхность древнего рельефа (пенепленизированная поверхность палеозоя):

1 – с максимальными отметками более 1250 м; 2 – с максимальными отметками до 1250; 3 – с максимальными отметками до 1200 м; 4 – с максимальными отметками до 1100 м; 5 – с максимальными отметками до 1000 м; 6 – с максимальными отметками до 900 м; 7 – с максимальными отметками до 800 м; 8 – линии равной поднятости поверхности древнего рельефа; 9 – линия выхода палеозойской Главной Каратауской зоны разрывов.

На фоне перечисленных основных элементов альпийской структуры можно наблюдать также частные формы. В. В. Галицкий наметил несколько линий поперечных перегибов широтного простирания. В Байджансайском районе мы выявили куполообразное поднятие пенепленизированной поверхности палеозоя, совпадающее с Байджансайским антиклинорием и несколько вытянутое с юго-запада на северо-восток (фиг. 28).

Существенное значение в альпийской структуре Каратау имеют разрывы, большая часть которых приурочена к крыльям, а также и к внутренней части Леонтьевского прогиба. Во многих местах разрывы превращают этот прогиб в сложно построенный грабен. Важно подчеркнуть, что крылья грабена и связанные с ними разрывы не совпадают с границей палеозойских тектонических зон Большого и Малого Каратау и,

следовательно, не совпадают с Главной Каратауской зоной разрывов. На крайнем юго-востоке Каратау северо-восточная граница Леонтьевского прогиба лишь на небольшом расстоянии в районе Чакпака совпадает с этой зоной. Прослеживаясь отсюда на северо-запад по азимуту 310° , Леонтьевский прогиб углубляется в тектоническую зону Большого Каратау, отходя от Главной Каратауской зоны разрыва, простирающейся по азимуту 325° . В Байджансайском районе Леонтьевский прогиб, сохраняя свое простираие в общем неизменным, пересекает изогнувшуюся здесь Главную Каратаускую зону разрывов и входит внутрь тектонической зоны Малого Каратау. Таким образом, нет оснований говорить об альпийских движениях по Главной Каратауской зоне разрывов. В тех местах, где эта зона хорошо видна, можно установить, что она не оказывает влияния на современный рельеф и положение пенепленизированной поверхности палеозоя. Одним из таких мест является Байджансайский район (фиг. 28).

Глава 9

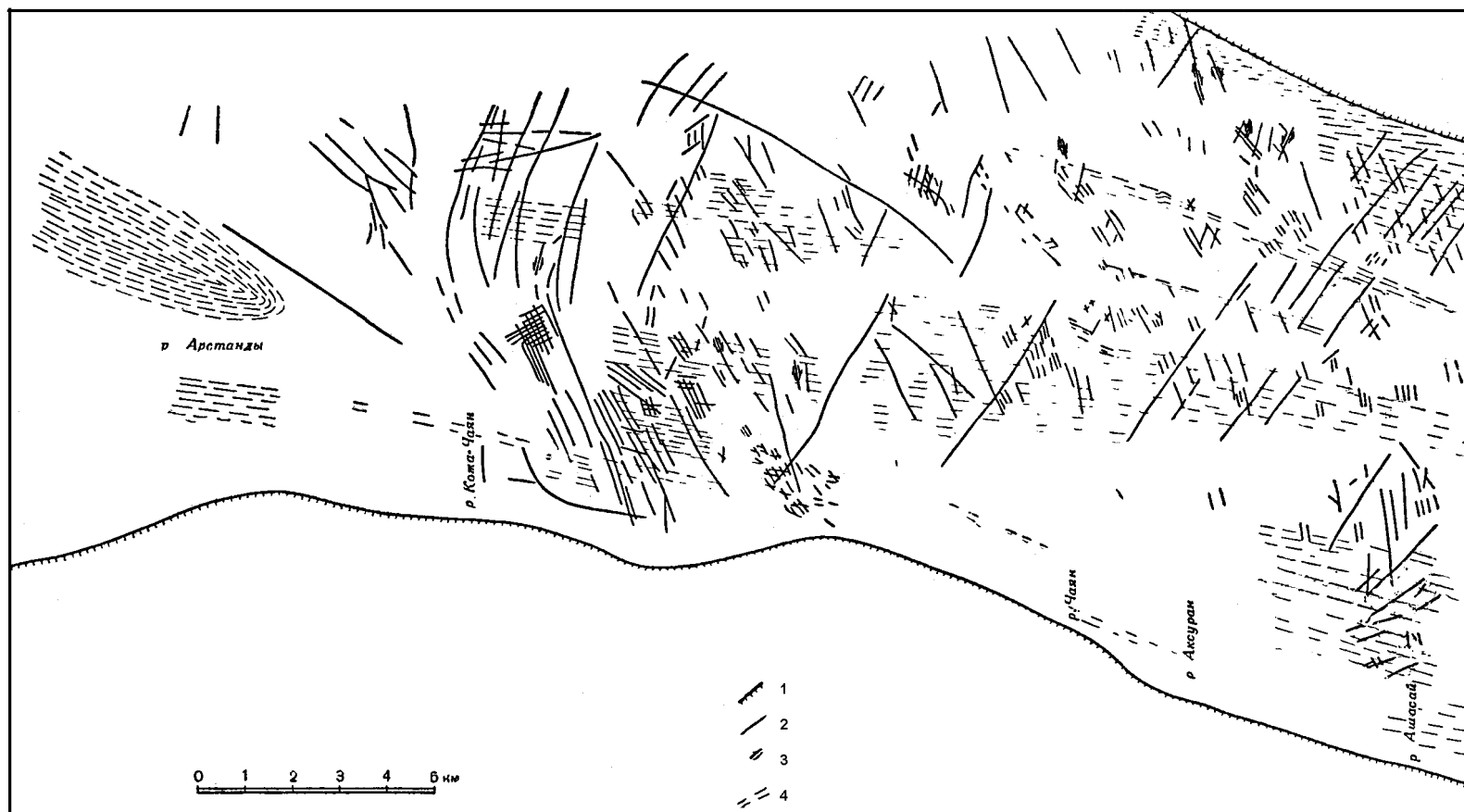
ПРИЛЕЖАЮЩАЯ К БАЙДЖАНСАЙСКОМУ АНТИКЛИНОРИЮ ЧАСТЬ КОКДЖОТСКОГО ГОРСТА

Кокджотским горстом называется сложенная протерозойскими кристаллическими сланцами наиболее поднятая осевая часть каледонского антиклинория Малого Каратау. С северо-востока и юго-запада горст ограничен крупными древними тектоническими разрывами. В пределы изучавшегося нами района входит только юго-западная окраинная часть Кокджотского горста. Ядро горста сложено почти исключительно метаморфическими сланцами с очень редкими прослоями перекристаллизованных известняков. Уничтожение и маскировка первичной слоистости этих пород, происшедшие в процессе метаморфизма, а также большая первичная однородность данного комплекса пород затрудняют выяснение внутренней структуры Кокджотского горста. Можно лишь отметить, что в пределах района слои находятся в общем в вертикальном или весьма крутом залегании с простиранием $110\text{--}140^\circ$.

В отдельных случаях, особенно у южной границы горста, констатировались очень узкие изоклиналильные складки, выявленные вблизи северо-западной части Байджансайского антиклинория благодаря наличию пачек слоистых известняков. Простирание осей складок $110\text{--}120^\circ$. Вблизи центральной части антиклинория в верховьях р. Аксуран обнаружена одна складка с вертикальным шарниром, имеющая амплитуду 40 м. Здесь же можно видеть и гораздо более мелкие складки с вертикальными, горизонтальными и наклонными шарнирами. Все они наблюдаются в карбонатных прослоях.

Около границы горста с восточной частью антиклинория в верховьях р. Ашасай среди кристаллических сланцев широко развиты прослои и пачки слоев карбонатного состава. Наиболее мощная карбонатная пачка здесь выходит в ядре крупной линейно-вытянутой антиклинальной складки, опрокинутой на северо-восток, так что оба ее крыла имеют падение $80\text{--}85^\circ$ по азимуту $200\text{--}220^\circ$. Более мелкие изоклиналильные складки такого же простирания выявляются несколько южнее главной складки.

По аэрофотоснимкам можно восстановить общее выдержанное северо-западное простирание слоев в пределах всего Кокджотского горста. На меридиане восточной границы изучавшейся нами площади простирание приближается к широтному. Характерно, что на аэрофотоснимках совершенно не видно мелкой складчатости в сланцах. Лишь



Фиг. 29. Схема расположения крупных тектонических трещин в Байджансайской части Кокджотского горста (по аэрофотоматериалам).

1 – крупные тектонические разрывы, ограничивающие Кокджотский горст (штрихи стоят на относительно опущенных крыльях); 2 – крупные тектонические трещины; 3 – направление смещения во трещине; 4 – простираение слоистости.

на северо-западе, в бассейне р. Арстанды, было отмечено восточное окончание крупной складки (фиг. 29).

Охарактеризованную складчатую структуру секут более молодые разрывные нарушения. Вблизи Главной Каратауской зоны разрывов большинство нарушений характеризуется вертикальным или крутонаклоненным на северо-восток положением поверхностей скольжения. Преимущественным типом смещения по ним является поднятие северного крыла.



Фиг. 30. Аэрофотоснимок участка Кокджотского горста с отчетливо проявленными крупными вертикальными трещинами, вытянутыми вдоль двух направлений, и хорошо различающейся слоистостью.

Наиболее крупный разрыв этой группы проходит параллельно главному шву зоны, в 250—300 м севернее от него, и тянется вдоль контакта двух толщ в составе протерозойской свиты. Разрыв вертикален и имеет в бассейне р. Чаян среднее простирание 140° . Поднято, по-видимому, северное крыло, сложенное более глубоко метаморфизованной толщей.

Обособленное положение в структуре Кокджотского горста занимает один небольшой участок в верховьях р. Чаян, где в поле развития пород протерозоя обнаружен тектонический клин девонских отложений, представленных пачкой серых и желтых известняков и мергелей, а также

же зеленых и бурых песчаников. В подошве этой пачки залегают прослои красноцветных песчаников и конгломератов. Размеры данного тела 300 м в длину и 100—150 м в ширину. Его тектонической подошвой служит поверхность разрыва, по-видимому, взбросового характера, подрезавшего толщу девонских отложений, находящуюся в более крутом залегании по сравнению с разрывом (см. фиг. 32, г). Поверхность разрыва имеет угол падения примерно $40\text{--}45^\circ$ по азимуту $180\text{--}200^\circ$. Перемещение надвинутого крыла направлено с юго-запада на северо-восток. Горизонтальное перемещение должно быть не менее первых сотен метров.

С юга данный клин ограничен швом другого разрыва (вертикального), относящегося к группе нарушений Главной Каратауской зоны разрывов. Второй разрыв имеет взбросовое нарушение, являясь более поздним по отношению к нему. Его простирание в среднем 130° . Об амплитуде перемещения судить трудно.

Третья группа разрывов представлена сетью сдвигов, распространенных во всей прилегающей к Байджансайскому антиклинорию части Кокджотского горста. Сдвиги наблюдаются на обнажениях карбонатных прослоев, которые ими смещаются на дециметры и единицы метров. Системы сдвигов с малой амплитудой перемещения прекрасно видны на аэрофотоснимках типа фиг. 30.

Важно подчеркнуть, что сдвиги не параллельны Главному Каратаускому разрыву. Они секут его под большими углами.

Вопрос о направлении действия сил, порождавших сдвиги, и о характере происходившей при этом деформации Кокджотского горста требует специального рассмотрения, которое входит в тектонофизическую часть нашей работы.

Глава 10

БАЙДЖАНСАЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Описание внутреннего строения крупных структурных элементов Байджансайского антиклинория производится последовательно для герцинского структурного этажа в направлении с северо-востока на юго-запад. Отдельные выходы каледонского структурного этажа описываются в качестве основания (фундамента) герцинских структурных элементов.

АКСУРАНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Аксуранская синклиналь расположена между поднятиями Кокджотского горста на северо-востоке и Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали на юго-западе. Она протягивается вдоль всего Байджансайского антиклинория. На северо-западе она имеет широтное простирание и ширину около 2 км. В центральной части района синклиналь приобретает юго-восточное простирание и сужается до 1 км, а местами — до 0,5 км. На юго-востоке района в бассейне р. Ашасай синклиналь, сохраняя юго-восточное простирание, расширяется до 3 км и осложняется в осевой части Ашасайской антиклиналью, которая разделяет синклиналь на две ветви.

По направлению с северо-запада на юго-восток шарнир синклинали испытывает общее постепенное погружение; в центральной части района (верховья р. Чаян) и на юго-востоке (в бассейне р. Ашасай) он испытывает местный подъем. Поэтому на северо-западе района синклиналь сложена красноцветными тюлькубасскими песчаниками и конгломератами. В центре района на большей части синклинали обнажаются фаменские породы. На юго-востоке в юго-западной ветви Аксуранской синклинали, называемой нами Айлимбайской синклиналью, залегает турнейский ярус. В северо-восточной ветви синклинали выходит фаменский ярус.

Повсюду северо-восточной границей синклинали является Главная Каратауская зона разрывов. Юго-западная граница преимущественно также образована разрывами. Таким образом, синклиналь представляет собой грабен (фиг. 31 и 32).

На северо-западе района Аксуранская синклиналь имеет большую ширину и характеризуется средней крутизной наклона слоев. Здесь обычны углы падения 30—60°. Эта часть Аксуранской синклинали на-

зывается Кызылтасской синклиналью второго порядка. Ее осевая часть расчленена несколькими продольными круто падающими разрывами (фиг. 32, д).

В центре района Аксуранская синклиналь разделяется на две части, вследствие того, что в ней появляется узкая антиклиналь с ядром из ордовикских песчаников. Ядро выдвинуто вверх в виде горста по вертикальным разрывам, тянущимся вдоль крыльев и северо-западного периклинального окончания антиклинали.

Юго-западная ветвь Аксуранской синклинали, сложенная тюлькубасскими красноцветами, служит продолжением ее широкого юго-западного крыла, изменившего здесь свою внутреннюю структуру (моноклиналь по простиранию переходит в синклиналь). С юго-востока синклиналь ограничена крупными вертикальными разрывами. Это же крыло (моноклиналь) по направлению к северо-западу также переходит в синклиналь на крайнем северо-западе района.

Северо-восточная ветвь Аксуранской синклинали, называемая здесь Чайнской синклиналью второго порядка, служит продолжением к юго-востоку наиболее опущенной части Кызылтасской синклинали, прижатой к Кокджотскому горсту (фиг. 32, а). Она тянется далеко на юго-восток и в верховьях р. Чайан испытывает подъем своего шарнира. Ограниченная таким образом узкая Чайнская синклиналь второго порядка занимает полосу шириной около 1 км, протягивающуюся по азимуту около 130° . Ядро синклинали сложено карбонатными породами аксуранской фации фаменского яруса.

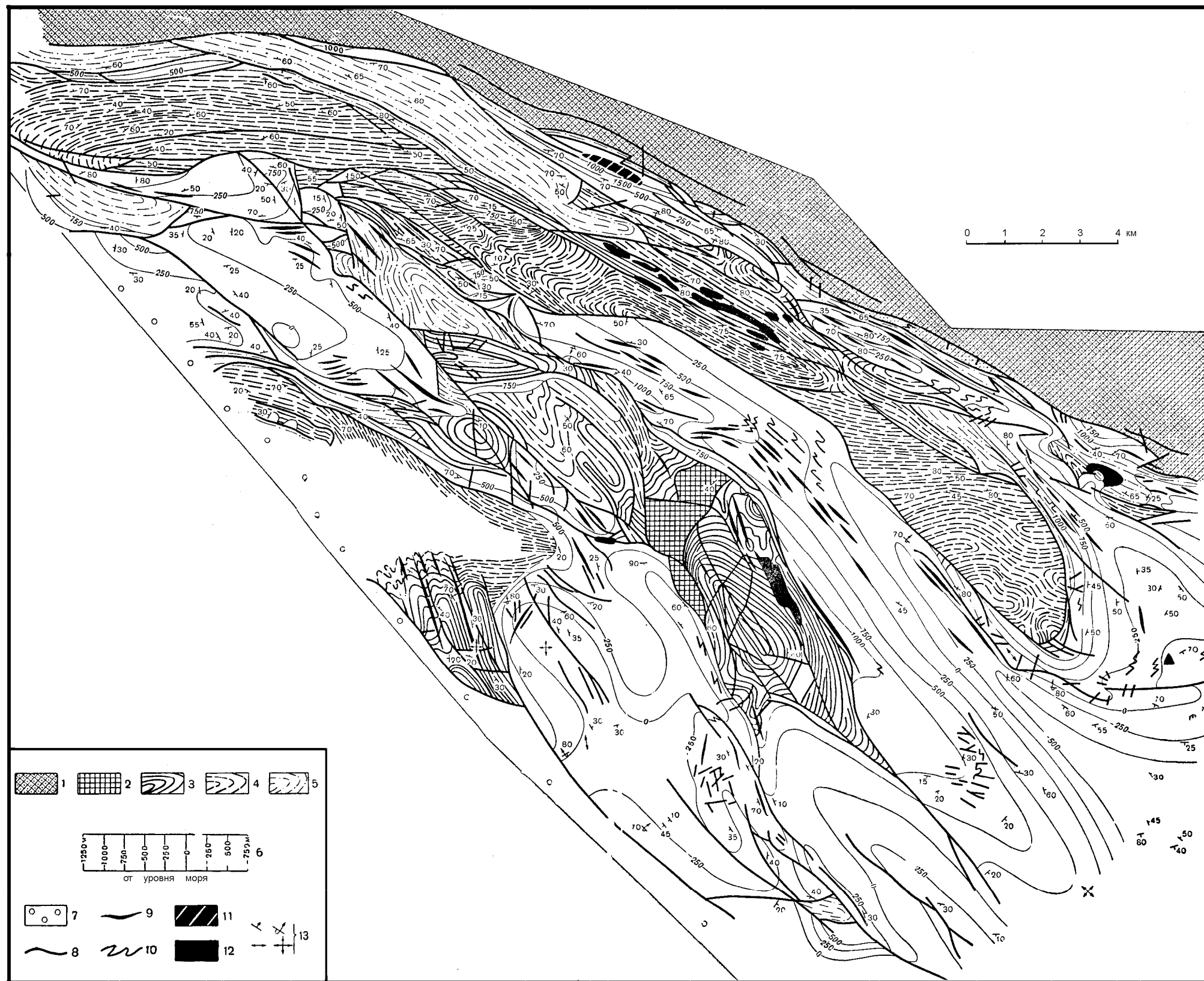
Синклиналь имеет очень крутые крылья и изоклинальный характер поперечного сечения. Она несколько опрокинута на северо-восток. В современной структуре, кроме северо-восточного крыла, хорошо представлена только центральная часть синклинали. Южное крыло почти полностью уничтожено крупным взбросом, по которому ядро Мынчабырской антиклинали надвинуто на северо-восток.

Северо-восточное крыло синклинали вблизи его тектонической границы с Кокджотским горстом расчленено вертикальными поперечными и диагональными разрывами. Амплитуда смещения по ним не поддается точному определению и, по-видимому, не превышает сотни метров. Большинство разрывов, по всей вероятности, является сбросо-сдвигами.

Помимо диагональных вертикальных разрывов, секущих верхнюю часть крыла, с выходами красноцветных тюлькубасских отложений, имеются еще нарушения продольного характера, приуроченные главным образом к линии перехода от верхней части крыла к нижней, образованной фаменскими породами. Перемещение по ним в данной части района, по-видимому, носило характер взбросового надвигания юго-западных крыльев на северо-восток, т. е. в сторону Кокджотского горста. Среднее падение поверхностей разрывов $70-80^\circ$ по азимуту 200° . Амплитуда перемещения, вероятно, не превышает нескольких десятков метров.

Наконец, вдоль того же крыла синклинали широко развиты поперечные мелкоамплитудные сдвиговые нарушения, имеющие поперечную ориентировку с азимутами простирания $0-30^\circ$. Эти сдвиги секут продольные разрывы, в том числе и разрывы Главной Каратауской зоны разрывов. Амплитуда сдвигов измеряется единицами, редко десятком метров. Преобладает правое смещение, но встречаются также и левые сдвиги.

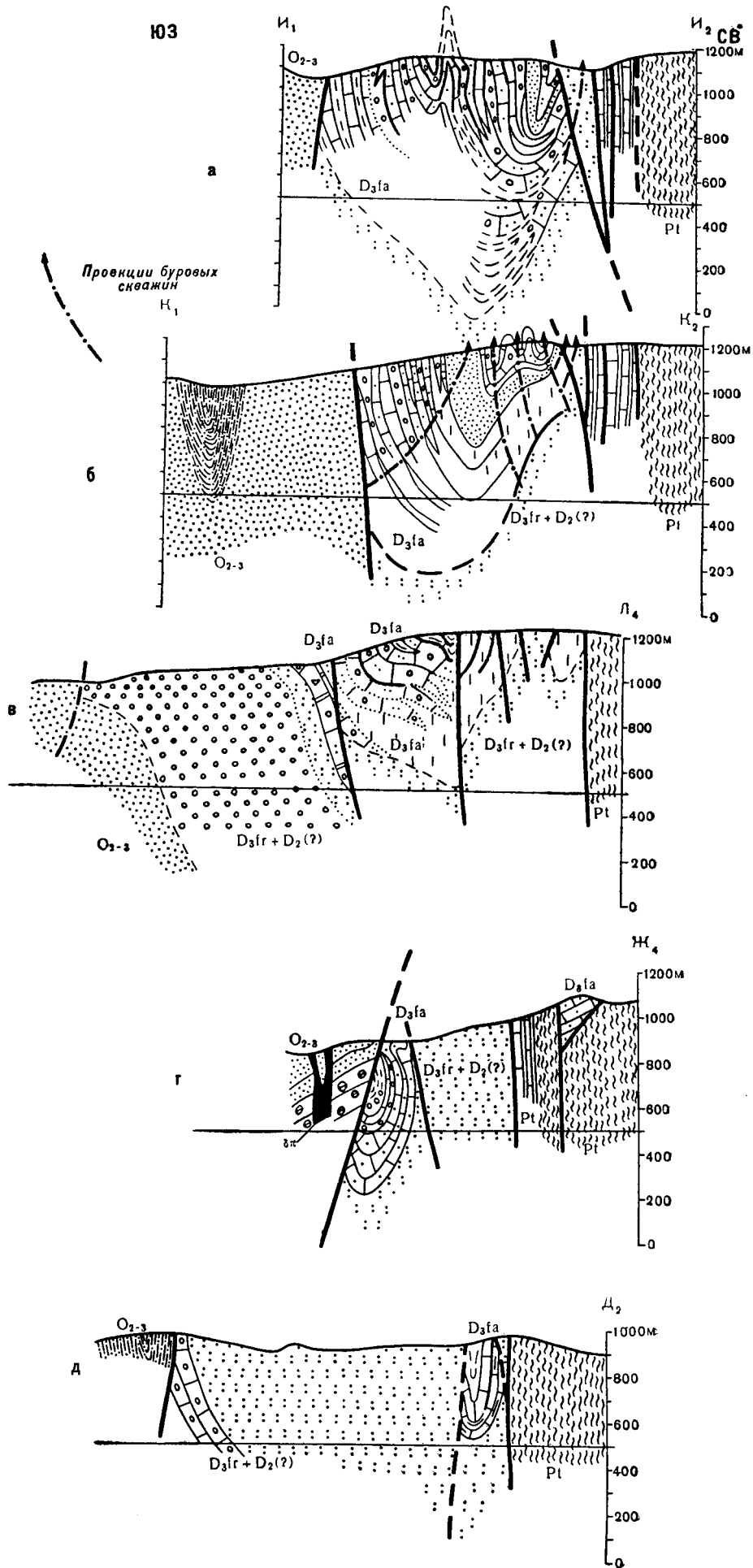
К северо-восточному крылу Аксуранской синклинали приурочена полоса малых интрузий кислого состава. Длина этой полосы около 5 км, ширина $0,2-0,3$ км. Обычная длина отдельных интрузий от $10-20$



Фиг. 31. Схема современной структуры Байджансайского антиклинория.
Сост. М. В. Гзовский.

1 – Кокджотский горст (выходы протерозоя); Байджансайский антиклинорий (2–6); 2 – относительно наиболее поднятые участки нижнепалеозойского структурного этажа, выходы протерозоя; 3 – относительно сильно поднятые участки нижнепалеозойского структурного этажа; выходы кембрия; 4 – относительно мало поднятые участки нижнепалеозойского структурного этажа; выходы ордовика; 5 – участки относительно высокого залегания среднепалеозойского структурного этажа; выходы среднего (?) девона и франского яруса; 6 – участки относительно низкого залегания средне палео-

зойского структурного этажа с наблюдаемой или предполагаемой высотой залегания подошвы фа-
менского яруса от более чем +1250 до менее чем –500 м от уровня моря; 7 – Леонтьевская депрес-
сия, заполненная юрскими отложениями; 8 – тектонические разрывы (видимые на поверхности);
9 – дополнительные складки с горизонтальными шарнирами; 10 – дополнительные складки с шар-
нирами, совпадающими с общим падением слоев; 11 – главные кислые интрузии; 12 – главные
средние интрузии; 13 – среднее залегание слоистости около дневной поверхности.



Фиг. 32. Геологические профили через Аксуранскую синклинали и Главную Каратаускую зону разрывов. Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей – на фиг. 4.

до 200—300 м. В пределах этой полосы обнаружена жила таких пород, приуроченная к шву взброса, ограничивающего с юга Чаянскую синклинали. Жила шириной 10—15 м протягивается на несколько сотен метров, не отклоняясь от линии разрыва. Во всех случаях как сами интрузивные тела, так и сопровождающие их зоны изменения вмещающих пород несут следы интенсивного катаклаза.

В пределах осевой части синклинали общее простирание всех структурных элементов колеблется от 110 до 135°, за исключением небольшого участка с правым коленообразным изгибом слоев. Амплитуда изгиба 200—250 м. Шарнир изгиба падает под углом 65° по азимуту 225°. Общее падение слоев здесь в пределах северного крыла синклинали 70—80 на 200—225°.

Южное крыло синклинали в той части, которая не срезана надвинутой с юга толщей ордовика, опрокинута (это хорошо устанавливается при анализе ритмичности в пачках карбонатного флишоида). Падение крыла обычно 80 на 200° или вертикальное.

В верховьях Изендася и Горельника, образующих истоки р. Чаян, шарнир синклинали поднимается, и здесь происходит пережим выходов карбонатных пород аксуранской фации, перекрытых надвинутыми с юга по взбросу породами ордовика, слагающими ядро Мынчабырской антиклинали (фиг. 32, а). Наклон взброса установлен по соотношениям между линией выхода разрыва и рельефом.

Участок, расположенный юго-восточнее этого места подъема шарнира и тянувшийся до следующего подъема шарнира на меридиане Байджансая, назван нами *Б а й д ж а н с а й с к о й с и н к л и н а л ь ю в т о р о г о п о р я д к а*.

В результате сочетания складчатых и разрывных нарушений в описываемом участке обособляется ряд структурных полос.

Первая структурная полоса сложена тюлькубасскими красноцветами, которые обнажаются вдоль Главной Каратауской зоны разрывов.

Северо-восточная граница выходов красноцветов представлена крупным разрывом, который в верховьях Аксуран-Сая наблюдается достаточно хорошо. Разрыв обладает здесь отчетливым вертикальным залеганием. Прослеживая разрыв по простиранию, приходится отмечать волнистость линии его выхода, обусловленную изменчивостью простирания нарушения.

Вторую структурную полосу представляет собой часть северо-восточного крыла Байджансайской синклинали, сложенная толстослоистыми и массивными фаменскими известняками и известняковыми конгломератами. Они залегают вертикально с юго-восточным простиранием, а местами приобретают также перевернутое падение на северо-восток под углом до 70°.

В пределах крыла синклинали в отдельных полосах и слоях проявляется разлинзование и будинаж пород. На северо-западе этой полосы конгломераты с редкими гальками из песчаников бурого цвета раздавлены так, что гальки приняли форму линз или веретен. В северо-западной половине полосы крыло синклинали осложнено дополнительной антиклинальной складкой третьего порядка. Она выявляется по дугообразным выходам пластов известняков, которые прослежены нами и видны на аэрофотоснимках. Складка обладает горизонтальным шарниром. Она наискось срезается Аксуранским разрывом, отделяющим рассматриваемую полосу от предыдущей.

Юго-восточная половина второй полосы с северо-востока продолжает ограничиваться Аксуранским разрывом, который обладает весьма сложной формой в плане, так как распадается на мелкие смещения, вырезающие линзы из известняков и красноцветов. Длина линз

до 150 м, ширина до 50 м. Из-за наличия многих линзовидных клиньев известняков среди красноцветов трудно указать основную поверхность смещения.

Шов нарушения имеет установленное буровыми скважинами отчетливое общее падение на северо-восток (фиг. 32, а, б). Буровые скважины дали возможность Т. Е. Масаловой установить, что в средней части полосы, кроме основного разрыва, наклоненного на северо-восток, имеются разрывы, падающие и к юго-западу. Амплитуда последних разрывов невелика (десятки метров).

Амплитуду Аксуранского разрыва точно определить нельзя из-за отсутствия одной и той же стратиграфической поверхности на обоих его крыльях. В средней части разрыва, где амплитуда наиболее велика, перемещение произошло не менее чем на 150—200 м. К юго-востоку амплитуда уменьшается.

С юго-запада рассматриваемое северо-восточное крыло Байджансайской синклинали рассечено отвесным «разрывом Байджансая-II» начинающимся в середине синклинали и тянущимся отсюда на юго-восток. Линия разрыва четкая и простая. Она легко прослеживается по смене толстослоистых известняков родничковой фации слоистыми осадками аксуранской фации. Наличие разрыва доказывается тем, что слои, подходя к нему с обеих сторон, отчетливо срезаются. Разрыв около поверхности земли вертикален. Его северо-восточное крыло поднято (фиг. 32, в).

Разрыв обладает четкой волнистостью его выхода, не связанной с рельефом.

Третью структурную полосу составляет внутренняя часть Байджансайской синклинали. На северо-западе она распадается на две более мелкие синклинали складки, разделенные узким антиклинальным перегибом. Северная шириной 250—300 м имеет прямую форму с крутыми крыльями и хорошо выраженным замком. Среднее падение северо-восточного крыла 50—70 на 205°. Синклиналь осложнена продольным вертикальным разрывом. Поднятым по нему оказывается северное крыло. Амплитуда смещения по разрыву, по-видимому, измеряется первыми десятками метров. Разрыв прослеживается на 800 м по простиранию, после чего он срезается другим круто падающим разрывом, ограничивающим сложное ордовиком ядро Мынчабырской антиклинали.

В южном направлении данная синклинали складка сменяется антиклиналью шириной не более 100 м изоклинальной формы. Крылья ее почти вертикальны. Замок складки плохо выражен из-за небольшого продольного нарушения, срезавшего самый ее перегиб.

Еще южнее располагается вторая синклинали складка шириной 0,4—0,6 км, отличающаяся большей глубиной. Эта складка несколько опрокинута на север (на южном крыле залегание перевернутое). Находящиеся в ее ядре тонкослоистые карбонатные фаменские породы смяты в более мелкие, неправильные, большей частью опрокинутые и разорванные складки четвертого порядка, длина которых достигает 200—250 м, а ширина в среднем 30—35 м. Их простирание колеблется от 110 до 130° при юго-западном падении крыльев и опрокидывании в северо-восточном направлении. Шарниры складок горизонтальны. Южное крыло второй синклинали складки частично уничтожено разрывом, отделяющим ее от ядра расположенной южнее Мынчабырской антиклинали.

Юго-восточнее ось Байджансайской синклинали, определяемая по верхним слоям видимого разреза, следует провести вблизи Аксуран-

ского разрыва, где-то в пределах известняковой гряды. Ось той же синклинали, намеченную по подошве фаменских отложений, нужно расположить юго-западнее, вследствие того, что мощности фаменского яруса значительно увеличиваются с северо-востока на юго-запад (фиг. 32, а, б).

Далее к юго-востоку в приосевой внутренней части синклинали известняки с пластами известняковых конгломератов залегают преимущественно вертикально с простиранием $120\text{--}135^\circ$. В средней части синклинали выходы пластов конгломератов обрисовывают одну дополнительную сложную антиклиналь с горизонтальным шарниром. Юго-западное крыло антиклинали падает на юго-запад под углом 40° . Северо-восточное опрокинутое крыло падает также на юго-запад под углом 70° . Длина антиклинали не менее 1000 м, ширина до 150 м. Складка выявляется по дугообразным изгибам выходов пластов и изменению ориентировки ритмов во флишеподобных отложениях. На водоразделе западнее Аксурана было отмечено несколько меридиональных правых сдвигов со смещением до 5 м.

Еще юго-восточнее расположена центральная наиболее опущенная часть Байджансайской синклинали (фиг. 32, б). Внутренняя часть синклинали представляет довольно простую по форме складку с углом падения 70° на северо-восток в юго-западной части и углом 60° на юго-запад в северо-восточной части.

В наиболее юго-западной части ядра Байджансайской синклинали слои аксуранской фации залегают однообразно, падая на северо-восток под углом 80° . Лишь в одном месте мы отметили небольшую левую коленобразную складку с вертикальным шарниром. Несмотря на кажущуюся простоту структуры этого места, не исключена возможность присутствия здесь трудно различающихся дополнительных складок, которые предполагает С. М. Смирнов.

С юга выходы фаменских отложений продолжает ограничивать разрыв, за которым находится ядро Мынчабырской антиклинали, сложенное ордовиком. Судя по форме выхода разрыва, в местах его пересечения саями и гребнями, разрыв на северо-западе полосы круто падает на юго-запад. На юго-востоке он вертикален, или круто наклонен на северо-восток (по данным бурения, проведенного Т. Е. Масаловой). Разрыв обладает четкой горизонтальной волнистостью выхода. Соотношение возрастов пород контактирующих по разрыву, и характер их залегания по отношению к разрыву не оставляют сомнения, что юго-западное крыло нарушения следует считать поднятым.

Четвертая структурная полоса относится к наиболее сложно построенным частям Байджансайской синклинали. Она по простиранию пород сменяет к юго-востоку предыдущую полосу, занимая сперва юго-западную часть ядра синклинали, а затем распространяясь на все ядро и наблюдаемую часть ее юго-западного крыла.

После однообразного выдержанного залегания в предыдущей полосе слои здесь резко изменяют свое простирание, направляясь сперва к югу, а затем принимают восточное простирание. Вместе с тем в них появляется интенсивная мелкая дисгармоничная складчатость с вертикальными шарнирами, осложненная левыми сдвиговыми смещениями меридионального или северо-северо-западного простирания. Амплитуда сдвигов 3—10 м. Измятые в мелкие складки, весьма тонкослоистые известняки рассечены плоскостями кливажа и осложнены разнообразными мелкими трещинами, которые позволяют вскрыть весьма интересные детали развития структуры этого участка, подробно описываемой нами в тектонофизической части работы.

Последняя — пятая структурная полоса в пределах Байджансайской синклинали служит ее юго-восточным периклинальным замыканием. Она расположена к северо-востоку непосредственно от пос. Байджансай.

Эту структурную полосу слагают массивные известняки и известняковые конгломераты фаменского яруса. Все исследователи считали, что эти породы простираются на юго-восток. Большинство полагало, что залегают они вертикально. На юго-западе участок считался ограниченным тектоническим клином из тюлькубасских красноцветов, который вытянут в том же юго-восточном направлении.

Тщательные наблюдения в поле в 1949 г. позволили нам установить, что в данной полосе среди массивных известняков и известняковых конгломератов можно выделить ряд пачек и, что особенно важно, несколько пачек весьма тонкослоистых известняков с прослоями песчаников, в которых развиты элементы флишеподобной ритмичности.

Детальное прослеживание пачек и горизонтов по простирацию показало, что по всей полосе породы простираются не на юго-восток. Оно выявило два крупных левых коленообразных изгиба, осложняющих общее юго-восточное простираение слоев, характерное для всего Байджансайского антиклинория и Каратау. Особенность пятой полосы состоит в том, что она включает смыкающие крылья коленообразных изгибов с северо-восточным простираением слоев.

Наличие элементов ритмичности позволило установить, что по направлению к северо-западу и северу возраст пород уменьшается. Углы падения большей частью почти прямые. Только на восточном из смыкающих крыльев угол падения снижается до 60° , а иногда — даже 40° .

Указанная общая структура обусловлена местным подъемом шарнира Аксуранской синклинали в юго-восточном направлении. По аэрофотоснимкам устанавливается юго-восточное центрокинальное замыкание Байджансайской синклинали.

Структура пятой полосы осложнена рядом пересекающихся вертикальных зон с сильно раздавленными и разлинзованными породами. Зоны эти достигают несколько метров ширины.

В пачках слоистых известняков развита мелкая многостепенная интенсивная складчатость с вертикальными шарнирами. Она подобна складчатости, распространенной западнее Байджансая.

С юга пятая полоса ограничена Байджансайским разрывом, который вытянут на участке поселка почти в широтном направлении. Он отделяет Байджансайскую синклиналь от Айлимбайской.

Следует отметить, что к рассматриваемой полосе с запада подходят два разрыва, оконтуривающих выклинивающийся к Байджансаю горст из пород нижнего палеозоя. У одного из них поднято северо-восточное, а у другого — южное крыло. Для того чтобы выяснить, какой из двух разрывов служит продолжением Байджансайского, нужно обратить внимание на направление перемещения по восточной половине Байджансайского разрыва. Здесь довольно низкие части разреза фаменского яруса контактируют с нижнетурнейскими слоями. Разрыв падает круче слоев, и поэтому ясно, что его северное крыло относительно поднято. Вблизи пос. Байджансай в северном крыле разрыва обнажаются низкие части разреза фаменского яруса, тогда как в южном крыле выходят наиболее высокие слои того же яруса (красноцветные песчаники, обнажающиеся южнее разрыва, как установил С. М. Смирнов, относятся к верхним слоям фаменского яруса). Следовательно, здесь также у разрыва относительно поднято северное крыло. Поэтому северо-западным продолжением Байджансайского разрыва мы считаем нарушение с северным

поднятым крылом, т. е. нарушение, отделяющее грабен, сложенный тюлькубасскими красноцветами, от горста, образованного ордовикскими граувакковыми песчаниками.

Прослеживанием разрыва от водораздельных высот до тальвегов саев предыдущие исследователи достоверно установили, что разрыв в общем круто наклонен на северо-восток, местами — на юго-запад, и во многих участках вертикален. Таким образом, выявляется волнистость поверхности Байджансайского разрыва, сказывающаяся в направлении его падения на фоне общего весьма крутого наклона на северо-восток.

Более поздними, по сравнению с разрывом, являются секущие его поперечные левые сдвиги с простиранием 70° и амплитудой 5—10 м.

Затем нужно отметить характерные для Байджансайского участка весьма пологие крупные трещины, нарезающие скалистый горный массив на мощные «пласты», не совпадающие со слоистостью.

Перейдем теперь к юго-восточной части Аксуранской синклинали.

В верховьях Ашасая между Кокджотским горстом и расположенной южнее Мынчабырской антиклиналью Аксуранская синклиналь разделена на две части Ашасайской антиклиналью. Северо-восточная часть Аксуранской синклинали здесь называется *Верхнеашасайской синклиалью*. В настоящее время можно наблюдать только участок, представляющий собой южную половину этой синклинальной складки. Северная половина синклинали была смещена вверх по Главной Каратауской зоне разрывов и затем размыта. Верхнеашасайская синклиналь имеет ширину 1 км, длину 5 км. Границей между синклиалью и находящейся южнее Ашасайской антиклиналью условно считается контакт фаменских и тюлькубасских отложений. В пределах синклинали обнажаются фаменские осадки, представленные аксуранской фацией (фиг. 33).

Шарнир Верхнеашасайской синклинали от верховий Ашасая поднимается к северо-западу, в сторону Байджансайской синклинали, и к юго-востоку.

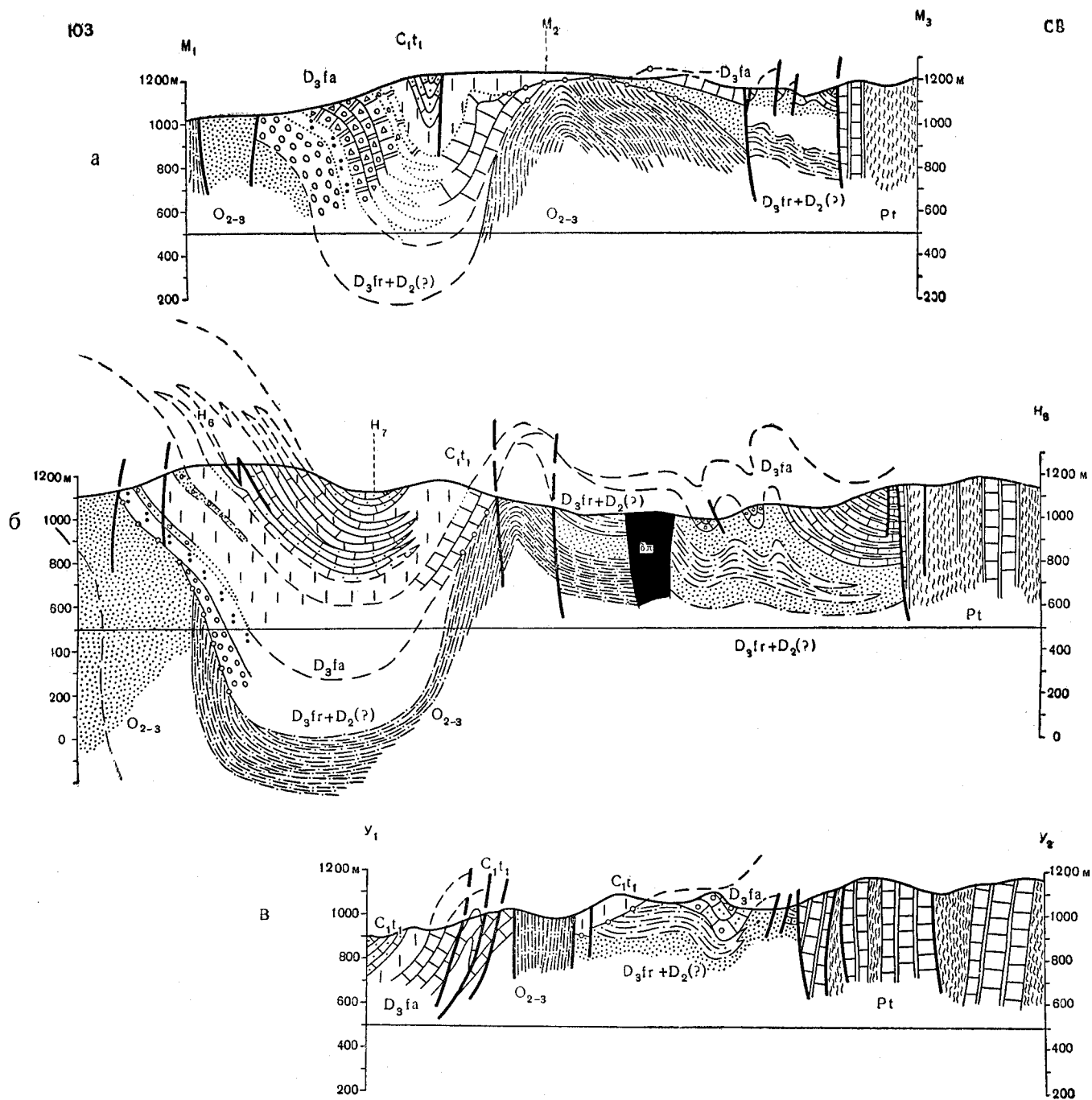
В сохранившейся части Верхнеашасайской синклинали слои падают на северо-восток. На юго-западе (вблизи границы с тюлькубасскими красноцветами) преобладает крутое падение под углами от 70° до 90° . По направлению к северо-востоку угол падения уменьшается, приближаясь к 40° .

На фоне общего наклона слоев к северо-востоку отмечаются отдельные дополнительные антиклинальные складки с крутизной крыльев 60° — 80° . В западной части синклинали эти складки опрокидываются на северо-восток в сторону Кокджотского горста и вдоль северо-восточных крыльев осложнены крутыми разрывами, у которых подняты юго-западные крылья (фиг. 33, а).

В восточной части синклинали дополнительные складки опрокидываются в обратном направлении. Взбросы здесь развиваются на юго-западных крыльях антиклиналей и характеризуются поднятием северо-восточных крыльев (фиг. 33, б.)

Ашасайская антиклиналь второго порядка. В связи с тем, что развитие Ашасайской антиклинали происходило во время отложения тюлькубасских пород и фаменского и турнейского ярусов, строение ее оказывается разным на различных стратиграфических уровнях. Ядро антиклинали образуют песчано-сланцевые породы ордовика и тюлькубасской фации франского яруса и среднего (?) девона. Крылья сложены карбонатными породами фаменского и турнейского ярусов.

Древние этапы формирования Ашасайской антиклинали оказали влияние на залегание ордовика, тюлькубасской и нижней части аксуранской



Фиг. 33. Геологические профили через Айлимбайскую синклиналь, Ашасайскую антиклиналь, Верхнешасайскую синклиналь и Главную Каратаускую зону разрывов.
Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей - на фиг. 4.

фаций. Эти отложения на своде антиклинали трансгрессивно срезаются родничковой фацией фаменского яруса (фиг. 33, а).

Весьма важно, что в настоящее время из-под родничковой фации и нижнетурнейских известняков обнажены только часть ядра и северное крыло этого поднятия, отраженные контурами выходов подошвы тюлькубасских отложений. Это поднятие на северо-западе замыкается. Его южное крыло должно находиться недалеко к югу от обнажений ордовика, так как следов этого крыла нет на находящемся юго-западнее периклинальном окончании Мынчабырской антиклинали. Следовательно, южное крыло скрыто под трансгрессивно лежащими породами родничковой и узунтасской фаций. Юго-восточное окончание поднятия неизвестно, так как оно уходит под фаменские и турнейские карбонатные породы. Ширина зоны этого наиболее рано начавшего развиваться поднятия в целом около 1,5 км; длина не менее 3,5 км.

На следующем, более высоком стратиграфическом уровне, соответствующем границе между девоном и карбоном, Ашасайская антиклиналь имеет ось, которая, по сравнению с предыдущим положением, сдвинута несколько к северо-востоку на расстояние 0,2—0,5 км. Ось вытянута по азимуту 110°. Нижнетурнейские известняки на юго-восточном окончании поднятия трансгрессивно залегают на тюлькубасской фации и на ордовике. Ширина зоны поднятия равна здесь 1,5—0,8 км (фиг. 33, в).

Наблюдающаяся в настоящее время структура Ашасайского поднятия, созданная в верхнем палеозое, представляет собой совокупность трех антиклиналей с параллельными осями, расположенных таким образом, что средняя антиклиналь — Ашинская — как бы выдвинута к западу по сравнению с двумя другими антиклиналями. В ее ядре выходит ордовик. Две другие антиклинали расположены восточнее. Более южная из них также имеет в ядре выходы ордовика. Вдоль оси более северной антиклинали выходят тюлькубасские красноцветы. Кроме этих наиболее крупных складок третьего порядка, устанавливается ряд еще более мелких складок, опрокинутых преимущественно на северо-северо-восток и осложненных крутыми взбросами в том же направлении.

Продольные разрывы и мелкие складки особенно сильно развиты на юго-западном крыле южной складки третьего порядка. Они падают на юг, юго-восток и юго-запад по азимутам от 130 до 200° под углами от 36 до 70°. Продольные разрывы пересекаются более молодыми косыми и поперечными взбросами и сдвигами.

По направлению к юго-востоку шарнир средней из трех антиклиналей третьего порядка резко погружается. Скалистые выходы известняков узунтасской фации замыкают антиклиналь. Восточнее платообразная гора представляет собой чашу, окруженную со всех сторон антиклиналями, к которым приурочены выходы тюлькубасских красноцветов.

В северо-западной части сложно построенной Ашасайской антиклинали распространены разрывы как с поднятыми юго-западными крыльями, так и с поднятыми северо-восточными крыльями. Вследствие этого появляются узкие клиновидные горсты и грабены (фиг. 33, а). Эти разрывы представляют собой юго-восточное окончание ряда тектонических разрывов, протягивающихся сюда из более западного участка Байджансайской синклинали, в том числе и Аксуранского разрыва.

Важная структурная особенность Ашасайской антиклинали — это присутствие в ней большого количества мелких интрузивных тел. На продолжении зоны затухания Аксуранского разрыва в юго-восточном направлении тянется ряд диорит-порфиритовых даек юго-восточного простирания. Еще дальше к юго-востоку в той же полосе расположена одна из наиболее крупных интрузий Байджансайского района, сложенная дио-

ритами. Она имеет кольцевидную форму. Внутри кольца развито большое количество даек аналогичного состава. Концентричное внутреннее строение интрузии отчасти выявляется по ориентировке вкрапленников плагиоклазов. Судя по форме выходов и по ориентировке плагиоклазов, контакт интрузии около поверхности земли отвесный.

Вторая группа мелких даек юго-восточного простирания приурочена к более северо-восточной части северо-восточного крыла Ашасайской антиклинали. Дайки прорывают аксуранскую фацию. Здесь развиты диорит-порфириты и сильно окварцованные и ороговикованные жильные породы, вероятно, среднего состава.

В заключение описания структуры Ашасайской антиклинали мы должны отметить, что для нее характерны общее опрокидывание на северо-восток и широкое развитие взбросов в том же направлении. Особенно важно, что такие взбросы господствуют на юго-западном крыле антиклинали.

Другая важнейшая ее особенность — длительность процесса формирования антиклинальной структуры, который начался еще во время накопления тюлькубасских отложений, продолжался в фаменском и турнейском веках и достиг максимума в верхнем палеозое.

Теснейшая связь между современной структурой и условиями осадконакопления, а также постепенность перехода тюлькубасских красцветов вверх по разрезу в аксуранскую фацию и трансгрессивное залегание карбона на тюлькубасской фации категорическим образом опровергают покровную схему тектоники Байджансайского района.

Айлимбайская синклиналь второго порядка представляет собой промежуток между крупной Мынчабырской антиклинальной складкой и Ашасайской антиклиналью. В целом в плане Айлимбайская синклиналь напоминает треугольник. Синклиналь начинается на северо-западе в виде узкой линейной складки юго-восточного простирания, которая разделяет почти параллельные крылья Ашасайской и Мынчабырской антиклиналей.

Ядро синклинали здесь сложено породами айлимбайской фации турнейского яруса. Крылья образованы узунтасскими известняками с углами падения $40\text{--}60^\circ$, породами дарбазинской фации на юге и родничковой фации на севере. Во внутренней части синклинали развиты мелкие дисгармоничные складки с горизонтальными шарнирами.

Юго-восточнее, вследствие поворота северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали на юг (периклинальное окончание этой антиклинали), синклиналь резко расширяется. Кроме того, Ашасайская антиклиналь из-за изгиба своей оси приобретает почти широтное простирание, а на юго-юго-восток от нее отходит новая антиклинальная складка, которая не попадает в изучавшуюся нами площадь. В результате ось Айлимбайской синклинали оказывается почти меридиональной. Вместе с тем происходит непрерывное погружение ее шарнира, связанное с общим затуханием Байджансайского антиклинория и погружением шарниров всех крупных антиклиналей к юго-востоку.

Ядро синклинали слагают породы айлимбайской фации. На западном крыле выходят узунтасские известняки. На восточном крыле обнажаются восточноашасайская и узунтасская фации. Оба крыла синклинали осложнены дополнительными мелкими дисгармоничными складками.

В месте изгиба простирания оси складки к азимуту $160\text{--}170^\circ$, который характерен для второго участка, на западном крыле отмечена одна продольная дисгармоничная стулообразная складка с горизонтальным шарниром. По направлению к югу она переходит в антиклиналь со встречным падением ее западного крыла под углом 35° . Кроме того, на запад-

ном крыле отмечены мелкие вертикальные складки и одна небольшая антиклинальная складка с горизонтальным шарниром, переходящая в надвиг в восточном направлении. Амплитуда этой продольной складки 20—30 м.

В целом западное крыло Айлимбайской синклинали спокойно погружается на восток, падая под углом 65—35°. В местах развития дополнительных складок в тонкослоистых алевроитистых известняках наблюдается кливаж.

Восточное крыло построено сложнее. В породах восточноашасайской фации возникли мелкие продольные складки с наклоном крыльев 60—70°. Длина складок 100—300 м, ширина 50—90 м. Кроме того, здесь встречены крутые продольные разрывы типа взбросов и сбросов с поднятыми восточными крыльями и поперечный сброс, вытянутый по азимуту 70°, с поднятым северо-западным крылом.

В южной части синклинали структурная обстановка изменяется, так как южнее синклинали расположена широтно ориентированная антиклиналь хр. Нож. Кроме того, здесь замыкается упоминавшаяся выше антиклиналь, отходящая на юго-восток от Ашасайской антиклинали. В итоге ось Айлимбайской синклинали на юге оказывается широтной. Шарнир синклинали погружается на восток. В ядре залегают породы ашасайской фации верхней части турнейского яруса. Южное крыло образовано известняками узунтасской фации, северное крыло — породами айлимбайской фации.

В связи с периклинальным замыканием Мынчабырской антиклинали между нею и ответвляющейся от нее антиклиналью хр. Нож образовалась небольшая, узкая заливообразная синклиналь в верховьях Терексая, представляющая собой суженную западную часть Айлимбайской синклинали. Форма Терексайской синклинали хорошо передается выходом подошвы ашасайской фации.

Вблизи восточного окончания Терексайской синклинали в месте ее выхода в основную часть Айлимбайской синклинали наблюдаются многочисленные мелкие дисгармоничные складки с вертикальными шарнирами, в которые смяты слои айлимбайской и ашасайской фаций.

Южное крыло Айлимбайской синклинали очень слабо развито и осложнено разрывом, по которому антиклиналь хр. Нож поднята и слабо надвинута на север на синклиналь. Амплитуда разрыва не менее 200 м. Поверхность взброса падает, по-видимому, на юг под углом 75—80°. В пределах данного крыла Айлимбайской синклинали развит интенсивный вертикальный кливаж широтного простирания.

Внутри южной части Айлимбайской синклинали развита мелкая дисгармоничная складчатость с вертикальными шарнирами, осложняющая вертикальное залегание слоев флишеподобных пород ашасайской фации.

В месте перехода от второго, меридионального, участка к третьему, широтному, участку Айлимбайской синклинали в тонкослоистых породах айлимбайской фации развита мелкая дисгармоничная складчатость с шарнирами, совпадающими с падением слоев. Амплитуда складок до 10 м. Для них характерен тип левых коленообразных изгибов. Складки секутся кливажем.

ГЛАВНАЯ КАРАТАУСКАЯ ЗОНА РАЗРЫВОВ

После рассмотрения структуры Кокджотского горста и Аксуранской синклинали удобно кратко свести основные данные о разделяющей их Главной Каратауской зоне разрывов.

На северо-западе описываемого района, судя по вертикальному залеганию слоев вблизи разрывов, а также, считаясь с тем, что линии выходов разрывов не испытывают влияния рельефа, наиболее правильно считать зону вертикальной. В бассейне р. Кызылтас ее простирание сперва широтное (90°), затем восточно-северо-восточное (70°) и дальше восточно-юго-восточное (110°). Последнее простирание сохраняется в верховьях р. Кожачаян (фиг. 34, а).

На северо-западном участке рассматриваемых разрывов никаких доказательств сдвиговых перемещений по ним нет. Разрывы, проходящие южнее внутри Кызылтасской синклинали, гаснут по простиранию и их заведомо нельзя считать сдвигами.

Юго-восточнее, т. е. в бассейне р. Чаян, лучше всего можно наблюдать обнажения разрывов. Здесь мы их изучили больше, чем в других местах. Основные разрывы состоят из серии вертикальных нарушений, сочетание которых образует очень сложную кривую и вместе с тем ломаную линию с многочисленными ответвлениями. Вертикальность разрывов устанавливается в отдельных обнажениях и выявляется по сочетанию линий выходов разрывов с элементами горного рельефа района. Азимут простирания поверхностей отдельных нарушений колеблется от 100 до 135° . В общем линии швов почти на всем их протяжении параллельны простиранию как пород кокджотской свиты, так и примыкающих к ним с юга складчатых структур палеозоя. Вместе с тем многие разрывы Главной Каратауской зоны секут эти складки и сопровождающие их разрывы, являясь, таким образом, более поздними по времени образования (см. фиг. 32, з, д).

Современная Главная Каратауская зона разрывов, совпадает с древней структурной (каледонской) границей между полями развития пород протерозоя и нижнего палеозоя. Повсюду в области горста тюлькубасские красноцветы непосредственно ложатся на протерозой, а юго-западнее горста — на нижний палеозой. Следовательно, зона разрывов существовала к концу каледонского складкообразования. Величина каледонского перемещения по разрывам не ясна. Выше нами уже отмечалось, что не исключена возможность существования здесь же крупных разрывов и в конце протерозоя.

В бассейне р. Чаян все особенности строения Главной Каратауской зоны разрывов, а также и развитых здесь складок свидетельствуют о вертикальном смещении северо-восточного относительно поднятого крыла. Мелкие сдвиги тянутся поперек зоны и вряд ли их можно считать доказательством сдвигового перемещения по ней. Определенная интерпретация мелких секущих сдвигов будет дана в тектонофизической части нашей работы.

На участке вблизи средней части Байджансайского антиклинория положение разрывов Главной Каратауской зоны вполне отчетливо устанавливается по границе красноцветных тюлькубасских песчаников (на юго-западе) и известняков протерозоя (на северо-востоке). Непосредственные замеры компасом, отсутствие влияния рельефа на форму выхода разрывов и, наконец, буровые скважины подтверждают вертикальное положение зоны, имеющей здесь ширину менее $0,5$ км.

Неподалеку от разрывов однородные массивные красноцветные песчаники сильно трещиноваты и разбиты крупными весьма разнообразно ориентированными трещинами на многогранные глыбы. Штрихи на поверхностях крупных трещин имеют самую различную ориентировку, в том числе попадаются и горизонтальные. Однако они не преобладают и ни в коем случае их нельзя считать доказательством общего сдвигового перемещения по Главной Каратауской зоне разрывов.

Аксуранский разрыв, ответвляющийся от основного шва, а также находящийся поблизости разрыв Байджансая-II заведомо не являются сдвигами. Аксуранский разрыв, судя по данным буровых скважин, круто наклонен на северо-восток (см. фиг. 32, а, б). Складки, широко развитые в среднем палеозое, юго-западнее основного шва Главной Каратауской зоны разрывов имеют преимущественно горизонтальные шарниры и вытянуты параллельно ему. Эти складки не могут свидетельствовать о сдвиговых горизонтальных смещениях по разрывам. Лишь вблизи пос. Байджансай различаются складки с вертикальными шарнирами, созданные при горизонтальном движении горных пород. С горизонтальными же движениями связаны и мелкие сдвиги, секущие основной шов и складки.

Поскольку секущие сдвиги и складки с вертикальными шарнирами — второстепенные детали общей структуры, их нельзя привлечь для доказательства горизонтальности основного перемещения по Главной Каратауской зоне разрывов. Условия возникновения этих дополнительных нарушений будут выяснены в тектонофизической части нашей работы.

Далее к юго-востоку находится участок, где Главная Каратауская зона разрывов на плато срезает плохо обнаженные фаменские известняки, которые контактируют с известняками протерозоя.

На юго-востоке района, в верховьях Ашасая разрывы зоны вертикальны. Они довольно прямолинейно тянутся на юго-восток. Все складки в породах среднего палеозоя здесь имеют горизонтальные шарниры, параллельные простиранию Главной Каратауской зоны разрывов. Мелкие разрывы, осложняющие складки, являются взбросами. Таким образом, на юго-востоке описываемого района нет никаких данных о сдвиговом перемещении по разрывам. Все факты свидетельствуют скорее о взбросовом или сбросовом перемещении (см. фиг. 33).

Привлекая мелкие складки для решения вопроса о направлении перемещения по Главной Каратауской зоне разрывов при герцинском складкообразовании, мы рассматривали прежде всего складки в породах среднего палеозоя, так как протерозойские породы были дислоцированы в основном при протерозойском и каледонском складкообразовании. Складки в протерозое не могут служить достоверными показателями герцинских движений по разрыву. Все же стоит отметить, что и в протерозое развиты главным образом складки с горизонтальными шарнирами, параллельными простиранию разрывов, которые нельзя привлечь для доказательства сдвиговых смещений по ним. Складки с вертикальными шарнирами представляют исключение.

Основываясь на перечисленных фактах, мы должны отказаться от представления о сдвиговом перемещении по Главной Каратауской зоне разрывов в верхнем палеозое при герцинском складкообразовании. Поверхность разрывов следует считать весьма крутой, преимущественно вертикальной, местами с крутым наклоном к северо-востоку. Поскольку в северо-восточном крыле Главной Каратауской зоны обнажается протерозой, с которого фаменский ярус смыт, а на юго-западном крыле фаменский ярус еще сохранился, северо-восточное крыло нужно считать поднятым.

Амплитуду смещения по Главной Каратауской зоне разрывов оценить очень трудно. Судя по вертикальному смещению подошвы фаменского яруса, герцинское перемещение, по-видимому, составляет около 0,8—1 км.

Говоря о сложности строения разрыва, необходимо отметить, что изображенная на нашей схеме структура зоны разрывов несколько проще схемы В. В. Галицкого. Среди протерозоя Галицкий указал много

тектонических клиньев, сложенных карбонатными породами, которые считал фаменскими. Мы эти породы относим к протерозою и поэтому не видим многих из отмечавшихся ранее клиньев. Другие клинья Галицкий рисовал внутри ядра Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали, принимая за карбон и девон карбонатные средне- и верхнекембрийские породы, залегающие среди ордовикских песчаников. Выходы этих карбонатных пород действительно ограничены многочисленными крутыми разрывами, которые, возможно, являются ответвлениями Главной Каратауской зоны разрывов и сопровождаются многочисленными основными и средними герцинскими интрузиями.

В заключение нужно отметить, что на некоторых участках Главной Каратауской зоны разрывов имеются второстепенные детали структуры, которые трудно объяснить, исходя из указанного взбросового перемещения по нему. К числу таких деталей, установленных М. С. Пичугиным в 1951 г., относятся: надвинутость фаменских отложений на протерозой в верховьях Чаяна (см. фиг. 32, *ж*), небольшие взбросы с надвиганием в сторону Кокджотского горста, как, например, в бассейне р. Ашасай (см. фиг. 33, *а*), мелкоамплитудные сдвиги и складки с вертикальными шарнирами. Надвиг, аналогичный указанным взбросам в северо-восточном направлении, в Главной Каратауской зоне разрывов был затем выявлен А. В. Беяковым в Центральном Каратау (Мынжилки). Происхождение всех этих нарушений будет выясняться в тектонофизической части работы.

КОКПАТАССКО-МЫНЧАБЫРСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь занимает полосу в 2—3 км шириной и протягивается более чем на 30 км вдоль всего антиклинория. Антиклиналь имеет хорошо выраженную коробчатую форму с крутыми крыльями. Карбонатные породы фаменского и турнейского ярусов, слагающие свод антиклинали, почти нацело размыты и наблюдаются лишь на юго-восточной периклинали и в Иректауской структурной седловине. Ядро антиклинали образовано нижним палеозоем. Крылья антиклинали, как правило, разорваны или уничтожены крупными крутыми разрывными нарушениями взбросового или сбросового типа. Осевая часть складки осложнена грабенами, в которых наблюдаются останцы свода антиклинали (главным образом в Иректауской седловине).

В строении антиклинали принимают участие два структурных этажа — каледонский и герцинский. Каледонский этаж сложен в основном песчаниками и алевролитовыми сланцами ордовика, из-под которых лишь в немногих узких полосах выходят карбонатные породы среднего и верхнего кембрия и кремнистые породы среднего кембрия. Герцинский этаж образуют тюлькубасские красные цветы и фаменские карбонатные породы аксуранской и кызылсанской фаций. В горизонтальном направлении эти два структурных этажа разделены стратиграфической поверхностью углового несогласия. Оба этажа рассечены крупными крутыми разрывами северо-западного простирания на узкие длинные глыбы, смещенные в вертикальном направлении на различное расстояние.

Герцинская Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь вследствие некоторого общего погружения ее шарнира в окрестностях горы Иректау, разделяется на два поднятия. Более северо-западное совпадает с долиной р. Кокпатас и поэтому названо Кокпатасской антиклиналью. Юго-восточное поднятие находится на месте верховий рек Чаян и Мынчабыр и названо Мынчабырской антиклиналью.

Кокпатасская антиклиналь второго порядка. Пересекая антиклиналь с севера на юг, можно непрерывно проследить однообразный наклон слоев на север под углом $70\text{—}50^\circ$ в пределах всего широкого выхода нижнего палеозоя. В западной части этого выхода по изменению простирания слоев вырисовывается северная половина западного периклинального окончания крупной антиклинальной складки. Ось складки намечается вблизи южной границы выходов нижнего палеозоя. Южного крыла складки не видно. Внутри нижнепалеозойского ядра Кокпатасской антиклинали имеется несколько узких длинных выходов средне-верхнекембрийских известняков и подстилающих их кремнистых пород среднего кембрия. Они ограничены крутыми разрывами и являются узкими клиновидными горстами, которые можно объединить в две или три прерывистые полосы, прослеживающиеся вдоль всей Кокпатасской антиклинали. Южная полоса, расположена в осевой части упоминавшейся антиклинальной складки, выявленной по элементам залегания слоистости.

С юга выход нижнего палеозоя ограничен крутым разрывом, после которого обнажаются нижнетурнейские и фаменские карбонатные породы герцинского структурного этажа, падающие в общем на север, а не на юг, как следовало бы ожидать в южном крыле крупной антиклинали. Таким образом, южного крыла Кокпатасской антиклинали нет и в области выходов карбона и фамена (см. фиг. 34, а). Далее к югу наблюдается следующая Кокбастауская антиклиналь. Северное крыло Кокпатасской антиклинали, являющееся вместе с тем южным крылом Кызылпатасской синклинали, отдельно от охарактеризованного выше ядра плохо обнаженным разрывом.

Отсутствие южного крыла у Кокпатасской антиклинали делает несколько условным ее выделение в качестве складки. Данная структурная форма больше похожа на горст. Предложение Н. И. Николаева называть подобные структурные формы горст-антиклиналями, нам представляется удачным.

В восточном направлении Кокпатасская антиклиналь постепенно сужается. На южном ее ограничении по-прежнему констатируется уже упоминавшийся вертикальный разрыв. Северное крыло складки здесь наискось срезается еще одним крутым разрывом юго-восточного простирания, у которого относительно опущено северо-восточное крыло. Данный разрыв, ответвившийся от Главной Каратауской зоны, постепенно приближается к южному разрыву. Вследствие этого восточная часть антиклинали по направлению на юго-восток превращается в узкий горст, прослеживающийся через северную половину Иректау. В пределах горста ордовикские песчаники и сланцы и карбонатные породы среднего и верхнего кембрия (с подстилающими их углисто-кремнистыми сланцами) залегают в общем вертикально. Несколько крутых продольных разрывов осложняют внутреннюю структуру этого выхода нижнего палеозоя. Севернее него по другую сторону крутого тектонического разрыва обнажаются тюлькубасские красноцветные песчаники, а южнее, также после разрыва, южную половину горы Иректау слагают полого наклоненные на северо-восток карбонатные породы фаменского яруса и подстилающие их тюлькубасские красноцветы. Таким образом, широкое ядро Кокпатасской антиклинали в своей восточной суженной части является весьма отчетливо выраженным и достоверно выявленным узким длинным горстом, постепенно сходящим на нет в юго-восточном направлении.

На Иректау можно вполне уверенно установить положение поверхностей двух почти параллельных разрывов, ограничивающих горст с юго-запада. Разрывы создают ступенчатое строение юго-западного ограничения горста, так как у обоих опущены юго-западные крылья.

Амплитуда смещения по вертикальному северному разрыву порядка первых сотен метров. Его простирание 110° . Южный разрыв имеет наклон 70° по азимуту 180° и является сбросом. Западное окончание ступени обусловлено существованием косога вертикального нарушения с простиранием 90° , срезаемого обоими указанными разрывами. Внутри этой ступени отмечается еще один небольшой сброс. По смещению фаменских отложений видно, что у него северное крыло относительно поднято на 125–150 м. Данный сброс срезается северным крупным продольным вертикальным разрывом. Поэтому ограниченная разрывами ступень имеет узкое клинообразное восточное окончание.

И р е к т а у с к а я с т р у к т у р н а я с е д л о в и н а. На участке между горами Иректау, Дегризтау и западным окончанием хр. Есекбилде слои франско-среднедевонских отложений залегают полого с углами наклона $10\text{--}40^\circ$, образуя широкий пологий свод. Осевая часть свода размывта, и здесь из-под тюлькубасских красноцветов выходят подстилающие их породы нижнего палеозоя. В пределах седловины достаточно достоверно устанавливается существование нескольких грабенов, ограниченных крутыми сбросами. Во внутренних частях грабенов от размыва сохранились полого залегающие карбонатные фаменские породы.

Описываемая структурная седловина с севера ограничена узким горстом восточной части Кокпатасской антиклинали, тянущимся через северную половину Иректау. Южнее седловины находится опущенное в виде грабена северо-западное окончание Коксайской синклинали и северо-западное окончание ядра Симбайской антиклинали, сложенное тюлькубасскими красноцветами. Оно находится на более низком структурном уровне по сравнению с контактирующей с ним по разрыву осевой частью Иректауской седловины. На северо-западе седловину обрезают разрыв южного крыла Кокпатасской антиклинали. По направлению на юго-восток слои поднимаются из седловины в сторону Мынчабырской антиклинали.

Залегающие под тюлькубасскими красноцветами нижнепалеозойские породы образуют часть каледонского структурного этажа. В северную половину седловины прослеживается широкая синклиналь с пологим слабо складчатым залеганием ордовикских слоистых песчаников и алевролитовых сланцев. Отсюда эта синклиналь прослеживается далеко на юго-восток вдоль всей Мынчабырской антиклинали. В южной части седловины на большом участке в общем полого залегают очень плохо обнаженные среднекембрийские кремнистые породы и средне- и верхнекембрийские известняки и доломиты. Несмотря на общее пологое залегание, в них развита мелкая интенсивная дисгармоничная складчатость. Данный участок пологого общего залегания среднего и верхнего кембрия отделен от более северного участка со сходным залеганием ордовика несколькими плохо обнаженными разрывами. О сложности переходной полосы между этими участками можно судить по наличию клиновидных в плане выходов кембрия среди круто падающих песчаников ордовика. С юга участок пологого залегания кембрия сменяется полосой с вертикальным положением кембрийских слоев, смятых в многочисленные дополнительные складки. Здесь были отмечены и крутые продольные разрывы. По направлению на юго-восток участок с пологим залеганием среднего и верхнего кембрия сменяется широкой антиклиналью в ордовикских отложениях с пологим сводом.

На участках с пологим залеганием ордовика и кембрия слоистость в герцинском этаже почти параллельна слоистости в нижнем палеозое каледонского этажа. Следовательно, после каледонского складкообразования залегание слоев на рассматриваемых участках было близко к го-

ризональному. Один из участков был внутренней частью крупной синклинали, а другой — сводом корбчатой антиклинали.

Мынчабырская антиклиналь второго порядка. В пределах Мынчабырской антиклинали удобно выделять ее ядро, сложенное нижним палеозоем, и присводовые части крыльев, образованные тюлькубасскими, фаменскими и турнейскими породами. Удаленные от свода части крыльев отнесены нами к соответствующим синклиналям (Аксуранской и Коксайской).

В ядре Мынчабырской антиклинали второго порядка, выдвинутом вверх в виде горста, наблюдаются две основные антиклинальные полосы третьего порядка, вытянутые в общем с северо-запада на юго-восток. Разделяющая их синклиналь тянется приблизительно вдоль оси Мынчабырской антиклинали. В юго-восточной части ядра синклиналь поворачивает на восток и становится широтной. Находящаяся южнее антиклиналь третьего порядка имеет здесь также широтное простирание. В западной половине ядра Мынчабырской антиклинали видна синклинальная полоса, расположенная северо-восточнее крайней из двух упомянутых антиклинальных полос.

В западной половине ядра Мынчабырской антиклинали в более северо-восточной из двух антиклинальных полос обнажаются карбонатные и отчасти кремнистые породы среднего и верхнего кембрия. Они образуют сильно нарушенные крутыми продольными разрывами узкие линейные изоклинальные складки, которые трудно распознать из-за интенсивного развития разрывов. Этот пучок складок является непосредственным продолжением к востоку той антиклинальной полосы, которая была отмечена в южной части ядра Кокпатасской антиклинали.

Крупные продольные разрывы, тянущиеся почти параллельно один другому, ограничивают длинные (до 5 км) и местами очень узкие (десятки метров) горсты, выявляющиеся благодаря тому, что в них обнажаются кембрийские известняки, тогда как в таких же узких длинных грабенах залегают ордовикские песчаники, алевролитовые сланцы и конгломераты. Часто горсты и грабены имеют в плане четковидную форму. Здесь особенно много герцинских интрузий средних и основных магматических пород. В остальных антиклинальных и синклинальных полосах обнажаются лишь ордовикские породы.

В наиболее северной синклинальной полосе слои залегают весьма круто и образуют много дополнительных складок.

Синклинальная полоса, тянущаяся вдоль середины ядра Мынчабырской антиклинали имеет простую форму и характеризуется пологим залеганием слоев лишь на западе, возле Иректауской седловины. Эта полоса продолжается в уже рассмотренную северную часть седловины. По направлению на юго-восток от седловины дополнительная складчатость внутри синклинальной полосы усиливается и господствующим становится весьма крутое, часто вертикальное залегание слоев.

Наиболее юго-западная из антиклинальных полос в западной половине ядра Мынчабырской антиклинали не видна. Она находится под Коксайской синклиналью.

В северо-восточной половине описываемой части ядра Мынчабырской антиклинали находится полоса выходов красноцветных пород тюлькубасской свиты, залегающих в узком грабене среди поля развития пород ордовика. Этот грабен к западу расширяется и сливается с окончанием Кызылтасской синклинали. Ширина полосы в ее узкой части 0,5 км, в широкой — 1 км (см. фиг. 31). С юга грабен ограничивают два вертикальных разрыва. Восточную часть грабена ограничивают несколько пересекающихся разрывов, занимающих, по-видимому,

вертикальное положение. Амплитуда смещения по всем этим разрывам не поддается определению. Внутренняя структура данного грабена не ясна вследствие слабого развития слоистости в плохо обнаженных красноцветных песчаниках. Лишь местами видно, что около ограничивающих грабен сбросов слои нижних тюлькубасских конгломератов залегают вертикально.

В восточной половине ядра Мынчабырской антиклинали лишь в северо-восточной антиклинальной полосе есть узкие выходы карбонатных пород. Они, может быть, являются кембрийскими и обнажаются в еще слабо вскрытых денудацией горстах, подобных тем, которые отчетливо видны в западной половине ядра. Не исключена возможность, что часть выходов обусловлена наличием карбонатных прослоев в самых нижних слоях ордовика. Последнее менее вероятно, поскольку на этом же стратиграфическом уровне должны были бы быть встречены до сих пор не обнаруженные кремнистые яшмовидные сланцы нижнего ордовика. По очень большому количеству точек с замерами элементов залегания ордовикских песчаников и сланцев удалось проследить продолжающиеся в восточную половину ядра северо-восточную антиклинальную полосу (ограниченную с юга разрывом) и осевую синклинальную полосу. Кроме того, на юго-восточном окончании ядра выявляется юго-восточная антиклинальная полоса.

Повсюду в пределах ядра Мынчабырской антиклинали слои залегают круто. Обычный угол падения $70\text{--}90^\circ$, весьма редко он уменьшается до $50\text{--}40^\circ$. Опрокинутое залегание также встречается редко (см. фиг. 34, б, в).

При детальном изучении структуры ядра устанавливается, что каждая полоса состоит из более мелких складок. Они выявляются в результате прослеживания по простиранию некоторых опорных пластов. Форма выявленных таким образом складок изоклинальная или близкая к ней. Своды дополнительных складок весьма узкие и острые. Осевые поверхности в общем вертикальные. Отдельные мелкие складочки такой формы изредка видны в обнажениях.

Складчатость ядра Мынчабырской антиклинали безусловно следует отнести к полному (голоморфному) типу.

Крупным осложнением северо-восточной части ядра является грабен, расположенный южнее пос. Байджансай и сложенный тюлькубасскими красноцветами. Внутри грабена слои, входящие в состав герцинского структурного этажа, однообразно падают на северо-восток. Крупные разрывы, ограничивающие грабен, представляют крутые взбросы, имеющие северо-западное простирание. Вследствие различного простирания их выходы сближаются в северо-западном направлении, и грабен постепенно сходит на нет, а разрывы соединяются с нарушениями, осложняющими северо-восточную антиклинальную полосу.

Внутри восточной части ядра Мынчабырской антиклинали мы проводим линию довольно крупного разрыва, гаснущего в северо-западном направлении. Проведение этой линии, основано на том, что здесь в пределах северного крыла осевой синклинальной полосы простирание круто залегающих слоев песчаников юго-восточное. На расстоянии нескольких метров от выходов данной толщи, повсюду в обнажающихся южнее алевролитовых и глинистых сланцах простирание оказывается широтным или даже северо-восточным. Вдоль границы толщ породы сильно раздроблены, часто разлинзованы, в них наблюдаются зеркала скольжения. Все эти факты говорят о наличии крупного тектонического разрыва, идущего по границе выходов двух разновозрастных толщ. Вероятно, у этого разрыва поднято северо-восточное крыло.

Важной особенностью каледонской структуры ядра служит наблюдаемое во многих местах несоответствие между залеганием слоев и простиранием частных складок внутри ядра и расположением слоев и складок в соседних с ядром участках крыльев Мынчабырской антиклинали. Такое несоответствие объясняется большой интенсивностью каледонской складчатости, которая определила резкость углового несогласия между каледонским и герцинским структурными этажами в данной части Байджансайского района.

Все ядро в целом ограничено крупными взбросами, по которым оно поднято кверху и образует горст. Взбросы имеют волнистые линии выходов. Они вскрыты горными выработками. Таким образом, Мынчабырскую антиклиналь, так же как и Кокпатасскую, можно называть горст-антиклиналью.

Кроме крупных продольных разрывов, встречается много поперечных и диагональных мелкоамплитудных нарушений сдвигового типа. Особенно хорошо они устанавливаются по смещениям выходов вертикально залегающих карбонатных пород. Поперечные разрывы моложе продольных.

Во внутренних частях ядра Мынчабырской антиклинали отмечено много диорит-порфиритовых даек различной ориентировки. На северо-западе они залегают вертикально, параллельно простиранию слоев толщи алевролитовых и глинистых ордовикских сланцев, но в средней части ядра они секут простирание слоев той же толщи, вытягиваясь меридионально или на северо-запад. В юго-восточной части ядра дайки простираются на северо-запад по диагонали к простиранию песчаников. В общем намечается расположение даек параллельно оси Мынчабырской антиклинали с некоторыми отклонениями в тех местах, где они приспособляются к простиранию слоев. В северо-западной половине ядра были описаны штоковые интрузии диорит-порфиритов.

Можно предполагать, что дайки, пересекающие ядро Мынчабырской антиклинали, верхнепалеозойского возраста, так как на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали они залегают среди пород фаменского яруса. Дайки и штоки аналогичного диорит-порфиритового состава, секут девон Ашасайской антиклинали и карбон Айлимбайской синклинали.

Крылья Мынчабырской антиклинали в северо-западной половине складки опрокинуты и имеют углы падения от 90 до 70°. Восточнее меридиана пос. Байджансай опрокинутость исчезает и крылья становятся вертикальными. Перегиб от пологого залегания слоев на своде к крутому на северо-восточном крыле наблюдается в пределах выходов фаменского яруса.

Строение северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали западнее Байджансая охарактеризовано при описании Аксуранской синклинали. Юго-восточнее Байджансая это крыло имеет довольно простую структуру, которая в прошлом трактовалась не так, как в настоящее время. Здесь раньше предполагалось большое количество крупных продольных тектонических разрывов, линии которых проводились вдоль границ выходов турнейских, фаменских и тюлькубасских пород. В. В. Галицкий считал эти разрывы деформированными поверхностями первоначально пологих надвигов. Н. М. Салов и П. В. Родионов предполагали здесь взбросы. В 1949 г. мы пришли к выводу о небольшой амплитуде разрывов в этом месте. Следов пологих надвигов мы не нашли и считали разрывы сбросами и взбросами. Мы подчеркнули широкое развитие резких фациальных изменений внутри фаменских осадков. В 1951 и 1952 гг. С. М. Смирнов в результате детальной съемки с большим

объемом горных работ установил, что разрывов здесь даже меньше, чем мы предполагали.

Для данного участка северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали характерно общее погружение тюлькубасских, фаменских и нижнетурнейских отложений в северо-восточном направлении. Крутизна падения слоев по мере удаления от оси Мынчабырской антиклинали увеличивается от 50–60° и достигает 70–90°. На этом фоне в отдельных пачках слоев местами наблюдаются резко выраженные раздувы мощностей и коленообразные изгибы простираения. Шарниры этих раздувов мощностей и коленообразных изгибов складок вытянуты в направлении общего падения слоев. Т. Е. Месаловой в результате бурения многочисленных скважин выявлены также складки и с горизонтальными шарнирами. Здесь же имеется несколько небольших продольных вертикальных или весьма крутых разрывов. Во многих местах мы наблюдали отчетливые мелкоамплитудные крутые поперечные разрывы северо-восточного простираения, являющиеся сбросами и сдвигами.

Юго-восточное периклинальное окончание Мынчабырской антиклинали отличается почти меридиональным простираением слоев. Оно сложено породами дарбазинской и узунтасской фаций и нижними частями айлимбайской фации. Здесь характерно общее падение слоев по азимутам от 80 до 100° при углах падения от 35 до 55°. Иногда падение слоев колеблется в более широких пределах вследствие многочисленных разрывных нарушений и мелкой дополнительной складчатости. В этих случаях наблюдается моноклиналиное залегание пород. Такая моноклинали в северной половине осложняется несколькими структурными носами. Кроме того, на ней развиты продольные, диагональные и поперечные разрывы.

Два продольных разрыва служат окончанием крупных разрывов, тянущихся сюда с северо-восточного крыла. Они имеют характер взбросов, причем в обоих случаях подняты западные крылья. По-видимому, амплитуда более западного взброса достигает 50–70 м, а восточного — 120–200 м. Взбросы, как и большинство других разрывов, наблюдавшихся в районе, представляют собой волнистые поверхности. Третий продольный взброс, протяженностью около 1 км, затухает к северу и к югу. Возможно, что с ним соединяется относительно крупный диагональный взбросо-сдвиг. По последнему опущено северо-восточное крыло; амплитуда диагонального взброса-сдвига увеличивается к северо-западу и достигает максимальной величины 60–70 м у места его примыкания к продольному взбросу. На этот участок приходится и наибольшее поднятие западного крыла продольного взброса, достигающее 90–100 м.

Поперечные и диагональные разрывы обычно меньшей протяженности и амплитуды смещения слоев (10–50 м), распространены по всей площади периклинального окончания, прилегающей к ядру антиклинали. Все эти разрывные нарушения относятся к типу сбросо-сдвигов. Они секут и смещают отмеченные выше крупные продольные разрывы.

Следует указать, что выходы как продольных взбросов, так и поперечных и диагональных сбросов не отражаются в плане одиночными прямыми или изогнутыми линиями, а представлены сходящимися или более или менее параллельными линиями, между которыми остаются блоки и крупные линзы пород, оказывающиеся мелкими горстами или грабенами.

В качестве самых мелких структурных форм нужно отметить группы или одиночные дисгармоничные складки с амплитудами, не превышающими 1–1,5 м, приуроченные к отдельным наиболее тонкослоистым ачкам, а также небольшие сдвиго-сбросы с амплитудами от нескольких

сантиметров до трех-четырех метров, встречающиеся по всей площади и во всех пачках. Шарниры складок во многих местах параллельны линии общего падения слоев на северо-восток.

Непосредственно южнее данного участка простирание всех слоев резко изменяется с меридионального на широтное, и таким образом осуществляется переход от северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали к ее юго-западному крылу. В плохо обнаженном месте резкого изгиба простирания слоев загибаются вертикальные разрывы, отделяющие юго-западное крыло антиклинали от ее ядра.

Приведенная характеристика структуры внутренней части периклинали Мынчабырской антиклинали принципиально отличается от представлений Галицкого.

Во-первых, почти повсюду имеются данные в пользу согласного и нормального залегания фаменских карбонатных пород на тюлькубасских красноцветках и нет данных о существовании между ними грандиозного горизонтального срыва — шарьяжа.

Во-вторых, вполне четко установлено, что между карбоном и девоном на всем протяжении периклинали нет продольных ни крутых, ни пологих разрывов. Постепенность перехода от девона к карбону хорошо видна в непрерывных обнажениях. Эти данные совершенно однозначно говорят об отсутствии покровов, предположенных Галицким.

В-третьих, в южной части периклинали окончание Мынчабырской антиклинали прослежена пачка слоев, которая, переходя на юго-западное крыло, хотя и смещается по нескольким разрывам, но в целом вполне достоверно соединяет северо-восточное, крыло с юго-западным.

Приведенными данными опровергаются представления и В. Ф. Беспалова, и В. В. Галицкого о том, что юго-западное крыло испытало крупное тектоническое перемещение по отношению к северо-восточному крылу. Если пренебречь мелкими разрывами, то в общем северо-восточное крыло находит прямое и непрерывное продолжение в юго-западном. Этот вывод имеет большое значение для понимания всей структуры Мынчабырской антиклинали.

На месте погружения узунтасских известняков под отложения айлимбайской и ашасайской фаций турнейского яруса мы выделили внешнюю часть периклинали. В структурном отношении она распадается на три участка.

Первый — северный участок представляет собой периклиналию основной части Мынчабырской антиклинали.

Второй — средний участок внешней части периклинали представляет собой узкую центроклиналию в верховьях Терексая. Она возникла благодаря тому, что на юго-восточном окончании юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали находится довольно крупная дополнительная антиклиналию хр. Нож, которая с юга ограничивает Айлимбайскую синклиналию. На северном крыле Терексайской центроклинали узунтасские известняки и обнажающиеся южнее известковистые песчаники и конгломераты ашасайской фации залегают вертикально или опрокидываются к югу, приобретая перевернутое залегание с падением 70° на север. На западном крыле центроклинали в массивных узунтасских известняках отмечено несколько мелких разрывных смещений с амплитудой до 20 м. На южном крыле выявлены меридиональные сдвиги с амплитудой до 30 м.

Третий — южный участок внешней части периклинали представляет собой узкую антиклиналию складку хребта Нож, развившуюся на юго-восточном окончании юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали. Она с широтным простиранием тянется на восток.

Южное крыло складки имеет углы падения $40\text{--}70^\circ$ по азимуту $160\text{--}190^\circ$. Северное крыло в присводовой части обрезано взбросом, по которому антиклиналь надвинута на север. Весьма характерно, что, несмотря на большую ширину южного крыла антиклинали и северного крыла лежащей севернее Айлимбайской синклинали, ширина полосы с северными падениями слоев, т. е. южного крыла Айлимбайской синклинали, являющегося вместе с тем северным крылом антиклинали хр. Нож, весьма невелика. Вместе с тем общая структура описываемой части нашего района свидетельствует не в пользу значительных горизонтальных перемещений. Поэтому приходится предполагать, что разрыв возник при относительно небольшой изогнутости антиклинали.

Западнее верховий Терексая никаких признаков рассматриваемого взброса уже нет. Обнаруженные там разрывы характеризуются надвигами с северо-востока на юго-запад, тогда как по взбросу хр. Нож надвигание происходило на северо-восток. Следовательно, взброс затухает в западном направлении.

На восточном окончании хр. Нож слои известняков, образующие его южное крыло, изгибаются к северу, принимая меридиональное простирание, и сминаются в несколько складок с круто падающими шарнирами. Так они начинают принимать участие в восточной периклинали антиклинали хр. Нож. Но взброс обрезает эти пласты и периклинали остаются не очерченной до конца.

Весьма важные структурные наблюдения произведены несколько восточнее на простирании хр. Нож, на левом берегу р. Ашасай. Здесь удалось вполне достоверно проследить несколько пачек руководящих пластов, которые слагаются известняками, песчаниками и конгломератами ашасайской фации. Эти пачки обнажаются во внутренней части Айлимбайской синклинали, участвуя в структуре ее северного крыла. Затем они образуют центроклинали и слагают южное крыло Айлимбайской синклинали, падая на северо-восток $50\text{--}40^\circ$ под углами $55\text{--}60^\circ$. Далее, вдоль по слоям можно проследить, как эти пачки принимают все более восточное падение и огибают восточное окончание хр. Нож. Потом простирание меняется до юго-западного и, наконец, южного (фиг. 35).

Наличие одних и тех же слоев по обе стороны от разрыва позволяет определить наибольшую амплитуду смещения по нему до 800 м.

Перейдем к описанию юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали. С юго-запада с ордовикскими породами, слагающими ядро Мынчабырской антиклинали, по весьма крутому Мынчабырскому взбросу контактируют породы фаменского яруса и нижнего карбона.

Вблизи юго-восточной периклинали Мынчабырской складки слои юго-западного крыла залегают, как правило, вертикально, с простиранием $130\text{--}150^\circ$ (см. фиг. 34, а). Северо-западнее, по мере приближения к горе Аралтау, начинает преобладать перевернутое залегание с падением на северо-восток под углом $80\text{--}85^\circ$ (см. фиг. 34, б).

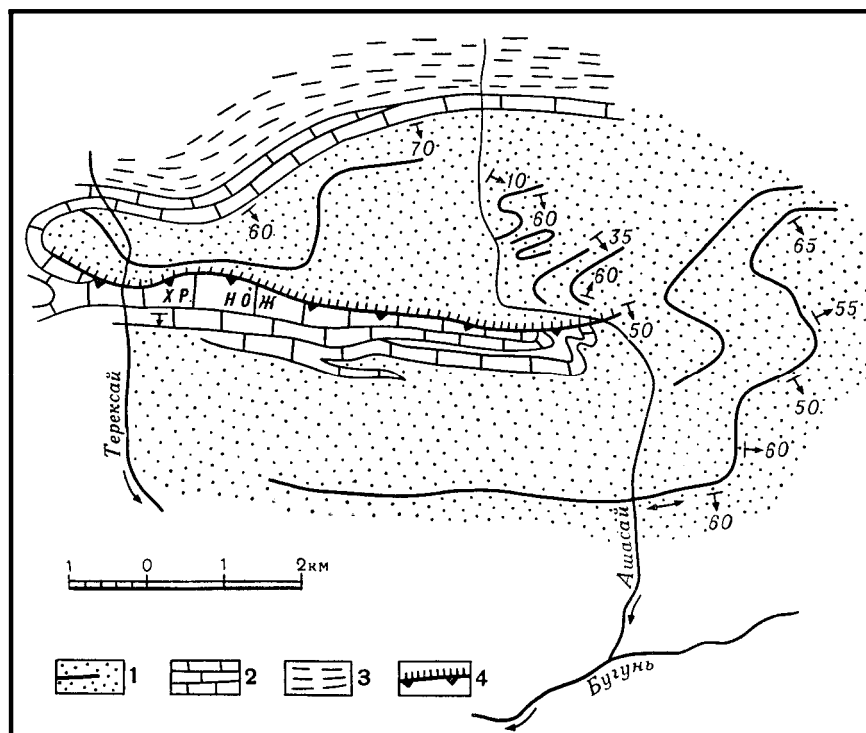
Внутренняя структура поля выходов массивных узунтасских и родничковых известняков выявляется с большим трудом. Здесь находится ряд коленообразных изгибов простирания и небольших сдвигов, среди которых преобладают левые. Такие смещения хорошо выявляются по поведению границы родничковой фации фаменского яруса и узунтасской фации турнейского яруса.

Во внешней части юго-западного крыла антиклинали в слоистых известняках верхней части нижнетурнейских отложений и в ашасайской фации наблюдается большое количество дисгармоничных складок с горизонтальными шарнирами. Обычна мелкая дисгармоничная продоль-

ная стулообразная складчатость с амплитудой до 15 м. Северо-восточные крылья синклиналей почти вертикальны, юго-западные сравнительно пологи.

На участке ущелья Аралсай в фаменских слоях наблюдается перевернутое залегание с углом падения 40° по азимуту 40° .

Северо-западнее горы Аралтау строение крыла значительно изменяется из-за того, что после нее почти совершенно исчезают выходы



Фиг. 35. Схема строения участка хребта Нож:

1 – руководящие пачки пластов внутри ашасайской фации; 2 – одновозрастные известняки узунтасской и ашасайской фаций; 3 – айлимбайская фация; 4 – взброс.

массивных узунтасских известняков, которые испытывают сильное сокращение в мощности и фациально замещаются тонкослоистыми песчанистыми алевритистыми и кремнистыми известняками. Залегание слоев северо-западнее Аралтау в целом вертикальное, отчасти опрокинутое на юго-запад с углами падения на северо-восток до 70° (см. фиг. 34, в). В северо-западной части Мынчабырской антиклинали ее юго-западное крыло срезается взбросом, ограничивающим ядро этой антиклинали.

Значительная часть юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали срезана по взбросовой зоне вдоль границы крыла с ядром, сложенным из ордовикских пород. Характер этой зоны, названной Мынчабырским взбросом, отчетливо наблюдается на горе Аралтау, а также в саях, пересекающих рассматриваемое крыло. Зона Мынчабырского взброса представлена поверхностями разрывов, простирающихся от 270° до 310° , причем эти поверхности, как правило, не строго параллельны, а сходятся одна с другой под острым углом. По обнажениям и данным

буровых скважин установлено, что они вертикальны или очень круто падают на северо-восток под углом $80\text{--}85^\circ$. Очень редко на небольших участках разрывы бывают наклонены положе 80° .

В юго-восточной части крыла по этим разрывам соприкасаются одна с другой породы ордовика, тьюлькубасской, дарбазинской и родничковой фаций. Северо-западнее ордовикские песчаники соприкасаются с породами родничковой фации, а затем узунтасской фации. Вблизи северо-западного окончания Мынчабырской складки ордовик контактирует с ашасайской фацией верхнетурнейских отложений. Все это указывает на увеличение амплитуды смещения по Мынчабырскому взбросу к северо-западу. К юго-востоку в сторону верховий Терексая разломы затухают. Малая амплитуда разрывов на периклинали Мынчабырской антиклинали хорошо выявляется благодаря выходам пачки слоистых доломитов на границе дарбазинской и родничковой фаций (см. фиг. 34, а).

Мынчабырский взброс обладает отчетливо выраженной волнистостью простирания (см. фиг. 31).

Вдоль юго-западной границы описываемого крыла от Терексая на юго-востоке до Аралтау на северо-западе протягивается второй крупный продольный разрыв взбросового типа – У з у н т а с с к и й в з б р о с.

Непосредственно западнее Терексая по взбросу узунтасские известняки налегают на верхнюю толщу ашасайской фации. Слои ашасайской фации южнее взброса падают на север под углом 80° , при опрокинутом залегании.

Далее к северо-западу поверхность взброса волнистого характера и сохраняет простирание около 330° . Здесь тектонический контакт нижне- и верхнетурнейских пород почти не меняет направления при пересечении саев, вероятно, вследствие того, что поверхность его становится вертикальной. Выходы ашасайской фации совершенно исчезают, так как узунтасские известняки контактируют по разрыву с породами кызылбулакской фации.

Таким образом, можно видеть, что у Узунтасского взброса к северо-западу увеличивается амплитуда смещения, которая достигает 200 м. Поверхность взброса на юго-западном склоне Аралтау имеет достоверно установленное П. В. Родионовым северо-восточное падение под углом $60\text{--}70^\circ$ (см. фиг. 34, б). Северо-западнее Аралтау Узунтасский взброс гаснет.

Вдоль юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали наблюдается много поперечных и диагональных разрывов. Они легко обнаруживаются в слоистых известняках и по смещениям швов Мынчабырского и Узунтасского взбросов. Важная особенность поперечных и диагональных разрывов заключается в том, что повсюду в юго-западном крыле они смещают поверхности продольных разрывов. Все поперечные разрывы вертикальные или весьма крутые. Наиболее крупные поперечные и косые разрывы секут Узунтасский взброс. Горизонтальное смещение контактов по наибольшим из них достигает $100\text{--}120$ м.

Большой интерес представляет структура хорошо обнаженной горы Аралтау, на которой отчетливо выражены основные особенности структуры юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали (см. фиг. 34, б). В результате детального изучения автор совместно с И. В. Александровым и М. С. Пичугиным выяснили, что в пределах Аралтау и прилегающих к ней саев слои залегают в общем вертикально, несколько отклоняясь то в сторону выполаживания (наклона на юго-запад), то в сторону опрокидывания (наклона на северо-восток). Наиболее опрокинутые слои с наклоном до 40° на северо-восток наблюдаются на юго-востоке участка Аралтау.

Зона продольных разрывов, круто падающих на северо-восток (или вертикальных), названная нами Аралтауским взбросом, разделяет гору Аралтау, сложенную карбонатными породами фаменского и турнейского ярусов, на два блока. Северо-восточный блок граничит с ордовиком ядра Мынчабырской антиклинали. В его пределах обнажаются толстослоистые серые известняки с прослоями доломитов родничковой фации фаменского яруса. Вдоль северо-восточного контакта данного блока зажато два узких тектонических клина из пород, относящихся, вероятно, к тюлькубасским красноцветам.

Более широкий юго-западный блок слагают серые массивные и черные средне- и толстослоистые известняки узунтасской фации. На юго-востоке участка слоистые известняки отделяются от массивных еще одним продольным взбросом.

Рассекающие Аралтау разрывные смещения и параллельные им крупные трещины прежде всего могут быть разделены на две группы: продольные и поперечные (или диагональные).

Наиболее древний среди разрывов первой группы — Аралтауский взброс представляет собой систему крутых разрывов, по которым произошло надвигание фаменских толстослоистых известняков с прослоями доломитов на юго-запад на серые нижнетурнейские массивные известняки.

Разрывы образуют в плане пучок с вогнутостью, обращенной на юго-запад. Наибольшее смещение наблюдается в средней части пучка. На продолжении северо-западного окончания этого пучка разрывных смещений отмечается интенсивная трещиноватость. Со взбросами сопряжены, по-видимому, более молодые (секущие их) несколько иного простирания трещины, круто падающие на юго-запад или юг. Направление и величина смещения по этим разрывам не установлены.

Вторые по возрасту продольные разрывы представлены наиболее крупными смещениями с амплитудой в сотни метров. Они относятся к зоне Мынчабырского взброса. Смещения по этим разрывам подобны смещениям по предыдущим разрывам. Они являются взбросами с поднятыми северо-восточными крыльями, но вторые секут первых, имеют значительно большее протяжение и более просты по строению. Представлены они крупными поверхностями скальвания, которые не ветвятся и не сопровождаются относительно более мелкими смещениями, создающими линзы в зоне разрыва, как у первых разрывов.

Кроме указанных, имеется еще ряд других продольных разрывов.

1) К ним относится Узунтасский взброс, падающий на северо-восток под углом 60° и круче, по которому известняки Аралтау надвинуты на юго-запад на глинистые сланцы кызылбулакской фации. Он был охарактеризован выше.

2) На северном склоне горы В. В. Бессмертный выявил разрыв, по-видимому, круто падающий на юго-запад и обладающий поднятым северо-восточным крылом. Он должен считаться сбросом. Можно предполагать, что условия его образования отличаются от условий образования всех разобранных выше взбросов.

3) Гора Аралтау рассекается трещинами с пологими падениями. Углы их наклона от 0 до $20-30^\circ$. Местами удавалось видеть, что они смещают Аралтауский взброс словно надвиги на расстояние до $0,5$ м.

4) На северо-западе горы Аралтау видны следы продольных разрывов, по которым скальвались части массивных пластов и надвигались на прилегающие к ним тонкослоистые известняки. На северо-западном окончании Аралтау, благодаря такому разрыву, происходит полное перекрытие выхода одного тонкослоистого пакета, известняки которого

нацело выжаты. По разрывам такого типа происходит надвигание как на юго-запад, так и на северо-восток.

5) Встречаются также и послойные смещения.

Вторая группа разрывов горы Аралтау представлена поперечными и диагональными к крылу Мынчабырской антиклинали сбросо-сдвигами и сдвиго-сбросами, амплитуда которых не превышает первых десятков метров. Поверхности их чаще всего круто, под углом 60—80°, падают в сторону опущенных крыльев по азимуту от 330 до 360°. Левая сдвиговая составляющая их амплитуды достигает 10—20 м, сбросовая — 50 м.

В северо-западной части Аралтау разрывы наклонены к северо-западу. Сопряженные с ними разрывы с правым смещением менее распространены и обладают вертикальным залеганием при юго-восточном простирании в среднем около 210°. В центральной части участка трещины с левым смещением вертикальны и простираются на 255°. На юго-востоке они приобретают крутой наклон к юго-востоку.

Северо-западнее Аралтау на другом берегу Мынчабыра было отмечено несколько диагональных разрывов с небольшой амплитудой сдвигового смещения, но располагающихся не так, как на Аралтау. Здесь разрывы с небольшими правыми смещениями обладают простиранием, более приближающимся к широтному, чем разрывы с левыми смещениями. Эти разрывы приурочены к месту фациального замещения значительной части массивных известняков узунтасской фации тонкослоистыми известняками ашасайской фации. Коленообразные изгибы простирания и мелкие дисгармоничные складки в тонкослоистых породах отражают происходившее здесь выдавливание материала тонкослоистых пакетов к северо-западу вследствие их раздавливания между пластами толстослоистых или массивных известняков.

Все разрывы первой группы смещаются нарушениями второй группы.

Упомянутые выше факты позволяют считать, что при развитии аралтауской части юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали в первую очередь сформировался продольный Аралтауский взброс.

Во вторую очередь развились крупные продольные разрывы, ограничивающие крыло: Узунтасский и Мынчабырский взбросы, а также ряд связанных с ними трещин.

В третью очередь образовались многочисленные, главным образом левые сдвиго-сбросы и сбросо-сдвиги секущие крыло наискось и обладающие небольшой протяженностью перемещения. Смещение выходов слоев по ним меньше 100 м.

Все особенности структуры юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали и история ее образования очень близки к тому, что было установлено на северо-восточном крыле той же антиклинали.

Важно подчеркнуть, что все отмечавшиеся предыдущими исследователями и выявленные нами крупные тектонические разрывы обладают одним или обоими окончаниями, вблизи которых видно, что эти разрывы не являются сдвигами. Вследствие крутого наклона разрывов поперечная горизонтальная составляющая их амплитуды не может быть большой. Основное перемещение по разрывам происходило в вертикальном направлении. Никаких признаков шарьяжа нет.

Пологие трещины, мелкоамплитудные разрывные смещения, а также небольшие поперечные сдвиги и сбросо-сдвиги являются второстепенными нарушениями. Их нельзя использовать как доказательства покровно-сдвиговой тектоники района. Интересный вопрос о их происхождении будет рассмотрен в тектонофизической части.

ДЕГРИЗСКО-КОКСАЙСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Сложно построенная Дегризско-Коксайская синклиналь разделяется на две крупные синклинали второго порядка: Дегризскую и Коксайскую, расположенные кулисообразно. Первая синклиналь находится на северо-западе района. Вторая протягивается через его центральную и юго-восточную части.

Дегризская синклиналь второго порядка. На крайнем северо-западе района тянется узкая известняковая гряда, сложенная вертикально залегающими нижнетурнейскими отложениями широтного простирания. С севера и юга эта полоса ограничена вертикальными разрывами, превратившими ее в грабен. По направлению на восток грабен расширяется, и тогда выявляется синклинальное залегание карбонатных пород турнейского и фаменского ярусов. Южное крыло синклинали с падением слоев от 40 до 90° круче северного, в котором пласты падают под углом 30—45°. Здесь устанавливается, что в узкой северо-западной части грабена находится только южное крыло синклинали. В восточной части синклинали ее шарнир поднимается на восток-юго-восток под углом 10—15°. По мере подъема шарнира к юго-востоку асимметрия наклона крыльев синклинали увеличивается – наклон северного крыла 15—30°, а южного 60—80°. На оси синклинали вследствие ее центроклинального окончания слои наклонены на запад и северо-запад под углом 20—50°.

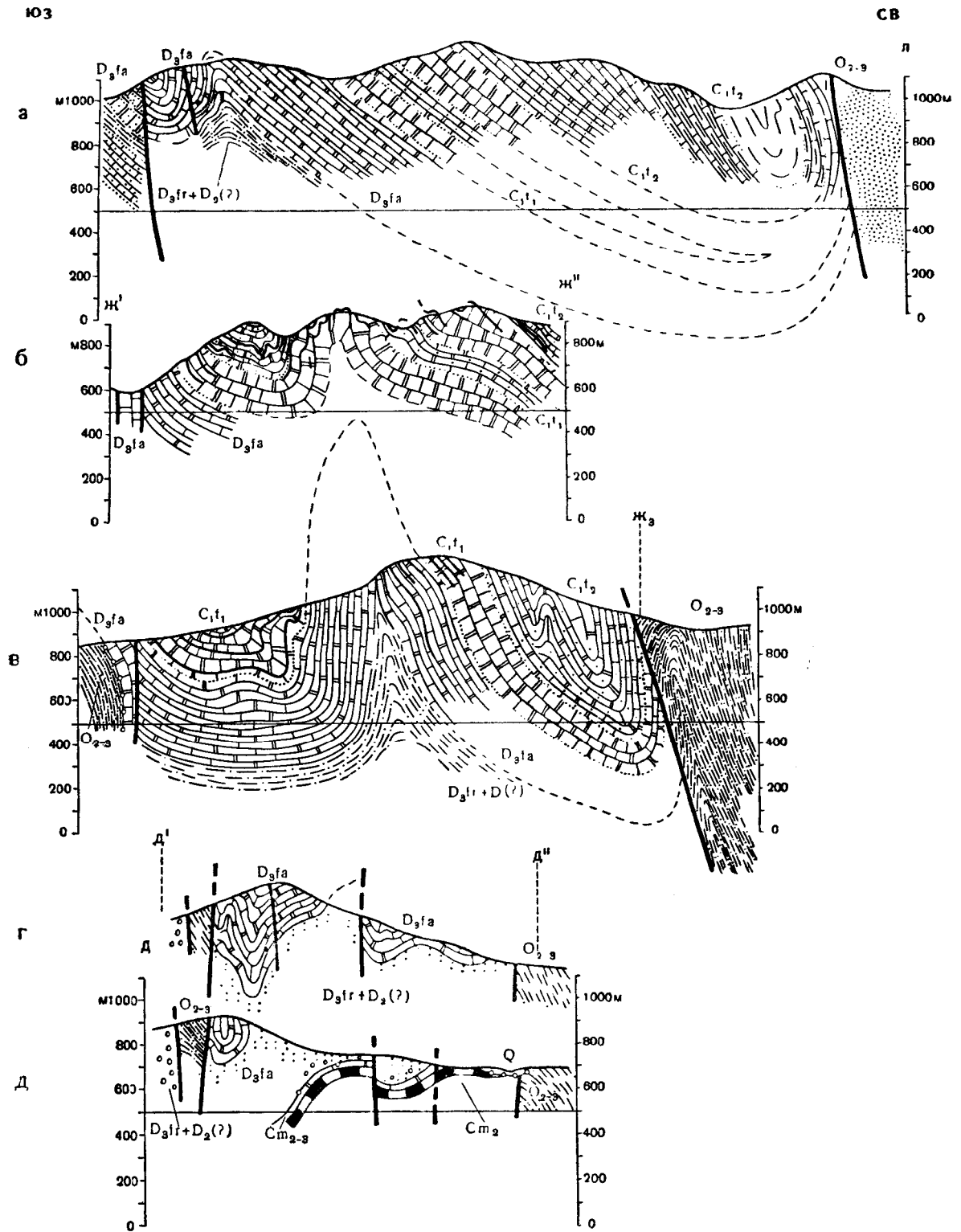
Восточная часть этой Дегризской синклинали рассечена рядом пересекающихся вертикальных тектонических разрывов широтного и северо-западного простирания. Один разрыв тянется почти меридионально. В результате вертикальных перемещений по разрывам внутри синклинали обособилась горстообразная приподнятая полоса, тянущаяся с северо-запада на юго-восток. Эта полоса имеет мозаичную внутреннюю структуру и состоит из отдельных угловатых блоков. На месте наибольшего блока слои образуют куполообразное поднятие неправильной формы, в ядре которого выходят красноцветные франско-среднедевонские (?) породы (см. фиг. 31). Юго-восточнее горстообразной полосы на направлении ее простирания расположено ответвление от находящейся юго-восточнее крупной Симбайсайской антиклинали.

Амплитуда перемещений по наибольшему из упомянутых вертикальных разрывов местами достигает 200—400 м. Разрывы по простиранию тянутся на небольшие расстояния (до 1,5—2 км) и быстро гаснут.

Дегризская синклиналь с востока упирается по простиранию в северо-западное окончание Симбайсайской антиклинали, ядро которой, сложенное тьюллубасскими породами, поднято вверх и сужается к северо-западу. Северо-западное окончание этой антиклинали отделяет восточную центроклиналь Дегризской синклинали от северо-западного окончания Коксайской синклинали. Шарнир Коксайской синклинали здесь находится на несколько сотен метров выше шарнира Дегризской синклинали.

Коксайская синклиналь второго порядка. Коксайская синклиналь в пределах описываемого района может быть разделена на две части. Юго-восточная часть синклинали протягивается на северо-запад до центральной части района. Ширина ее достигает 3,5 км. Северо-западная часть, наоборот, узкая – ширина ее менее 1 км. Протягиваясь через центральную часть района, постепенно сужаясь к северо-западу, она сходит на нет.

Юго-восточная часть синклинали сложена фаменским ярусом в кзылсанской фации и турнейским ярусом в коксайской, ашасайской и



Фиг. 36. Геологические профили через Коксайскую синклираль.
 Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей – на фиг. 4.

кызылбулакской фациях. Синклиналь асимметрична, Северо-восточное ее крыло небольшой ширины, не превышающей 500 м (фиг. 36, а). Выходы более древних отложений отсутствуют вследствие того, что значительная часть крыла уничтожена Мынчабырским взбросом, отделяющим Коксайскую синклиналь от ядра Мынчабырской антиклинали. Северо-восточное крыло синклинали обладает довольно выдержанным перевернутым залеганием слоев, падающих на северо-восток под углом от 90 до 60—70°.

Данный участок охарактеризован при описании Мынчабырской антиклинали в качестве ее юго-западного крыла.

Ядро Коксайской синклинали, сложенное кызылбулакской фацией глинистых сланцев, тонкослоистых мергелей, известковистых песчаников и известково-доломитных пород, мало осложнено дополнительными складками.

В северо-западной части синклинали ее ось изгибается, образуя выпуклый к юго-западу изгиб. Благодаря этому изгибу ядро синклинали приближается к Мынчабырскому взбросу. Взброс целиком срезает северо-восточное крыло.

Ширина юго-западного крыла синклинали достигает 1,7 км. Большая ширина крыла связана, во-первых, с тем, что на этом участке мощность фаменских и турнейских отложений увеличивается в юго-западном направлении, во-вторых, на нем наблюдаются выходы большей части разреза карбонатных отложений по сравнению с северо-восточным крылом; в-третьих, оно осложнено множеством складок.

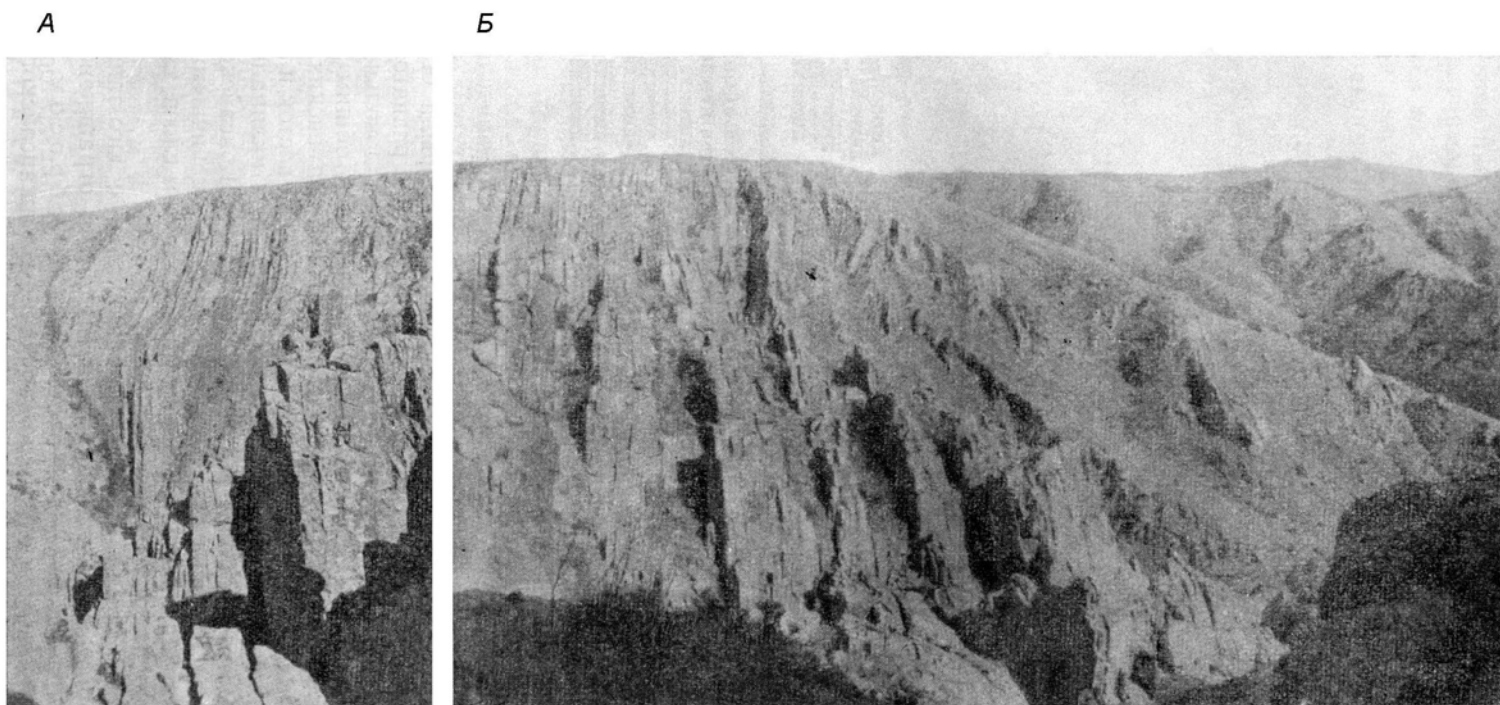
Складчатость, осложняющая крыло, наиболее интенсивно развита в центральной части района. Она здесь весьма разнообразна, многостепенна, интересна и заслуживает специального описания. В данном случае мы ограничимся лишь краткой ее характеристикой. Основное осложнение крыла — крупная практически изоклиальная прямая Джамантасская антиклиальная складка, простирающаяся на 7,5 км в восточно-юго-восточном направлении (фиг. 36, б и в).

Характерная особенность этой антиклинали состоит в том, что ее ось протягивается несколько наискось по отношению к крылу Коксайской синклинали. Поэтому на северо-западе ее слагают фаменские отложения, а юго-восточнее она прослеживается уже в поле выходов нижней части турнейского яруса. Далее на юго-восток она расположена в поле развития верхнетурнейских пород.

В фаменских отложениях на северо-западе складка довольно простой сундучной формы. На юго-востоке в фаменских и нижнетурнейских породах она оказывается высокой изоклиальной с весьма простыми плоскими крыльями (фиг. 36, б, в; 37). В верхней части нижнетурнейских осадков наблюдаются многочисленные осложнения крыльев в виде дополнительных складок (фиг. 38). Наконец, в верхнетурнейских породах видна сложная зона с общей антиклиальной структурой, которая осложнена многочисленными и разнообразными складками разных порядков. Здесь широко развиты складки с крутыми, нередко вертикальными шарнирами.

Джамантасская антиклиаль обособляет расположенную юго-западнее часть крыла Коксайской синклинали в самостоятельную дополнительную синклиналь, северо-восточное крыло которой осложняется мелкой складчатостью, а юго-западное имеет общий наклон к северо-востоку под углом 40—80°. Ядро данной дополнительной синклинали сильно перемято.

Юго-западное крыло Коксайской синклинали юго-восточнее Джамантасской антиклинали в общем простого моноклиального строения,



Фиг. 37. Прямая изоклиальная Джамантасская антиклиналь:
А – северо-восточное крыло (фаменские отложения); Б – ядро и юго-западное крыло с моноклинально залегающими фаменскими и дисгармонично смятыми нижнетурнейскими отложениями.

осложненного лишь весьма мелкими и редкими складками. Последние часто бывают стулообразными. Иногда встречаются мелкие складки с шарнирами, параллельными направлению общего падения крыла. Резкие структурные осложнения наблюдаются лишь в наиболее высокой, при-сводовой части крыла, где была установлена Пономаревская антиклиналь (см. фиг. 36, а).



Фиг. 38. Дополнительная мелкая складчатость в коксайской фации нижней части турнейского яруса на юго-западном крыле Джамантасской антиклинали.

Часть крыла, находящаяся северо-восточнее Пономаревской антиклинали, построена просто. Она представляет собой моноклиаль с падением на северо-восток $40\text{--}50^\circ$ под углом $40\text{--}60^\circ$, осложненную очень редкими и слабо выраженными дополнительными складками. Шарниры складок обычно совпадают с линиями падения слоев. Местами в пачках тонкослоистых известняков развивается сравнительно интенсивная мелкая дисгармоничная складчатость с амплитудой меньше 1 м.

Юго-западная структурно более высокая часть крыла осложняется дополнительной складчатостью большего размера и развитой намного шире. Вдоль оси этой части крыла тянется полоса довольно крупных крутых антиклинальных складок, объединенных под общим названием Пономаревской антиклинали. Падение фаменских известняков в ядре складки $60\text{--}80^\circ$ соответственно на северо-восток и юго-запад. Часто известняки залегают вертикально. Крылья антиклинали, а также и остальные места наиболее высокой части крыла Коксайской синклинали осложнены многочисленными мелкими дисгармоничными складками с шарнирами как совпадающими с общим падением слоев, так и с шарнирами, параллельными их простиранию.

Юго-западное крыло Коксайской синклинали с юго-запада вдоль его границы с ядром Булакбетской антиклинали ограничено крупным вертикальным разрывом — Пономаревским сбросом, прослеживающимся на юго-восток вплоть до окончания Байджансайского антикли-

нория, а на северо-запад до замыкания Симбайсайской антиклинали. Этот разрыв обладает сложной извилистой формой линии выхода; вблизи северо-западного окончания он сливается с сопровождающими его разрывами.

Сброс в большинстве мест около ядра Булакбетской антиклинали наклонен на северо-восток под углом $70\text{--}80^\circ$. Местами он вертикален. Наклон разрыва устанавливается с трудом и не точно по изгибам выхода разрыва на водораздельных гребнях и в саях. Непосредственно наблюдать этот контакт в обнажениях можно лишь в наиболее крупных саях. Здесь отмечается, что иногда поверхность сброса падает на северо-восток под углом около 60° , но затем становится более крутой ($70\text{--}80^\circ$). Это крупное разрывное нарушение сопровождается второстепенными разрывными нарушениями и складками. Ширина полосы дробления пород, связанной со сбросом, $20\text{--}40$ м.

Пономаревский сброс особенно хорошо выявляется при изучении внутренней структуры крыла на большой площади, когда видно, как он срезает Пономаревскую антиклиналь. В отдельных поперечных сечениях разрыв не везде может быть замечен, поэтому некоторые геологи, не занимавшиеся площадной геологической съемкой, сомневались в существовании данного сброса.

Пономаревский разрыв протягивается в общем однообразно на северо-запад по азимуту $310\text{--}315^\circ$. Обрезанное им крыло Коксайской синклинали вблизи наиболее поднятой части Булакбетской антиклинали обладает в общем простиранием слоев, параллельным разрыву. Но северо-западнее, около Кажабекской седловины простирание карбонатных пород в крыле синклинали постепенно начинает изменяться, все более приближаясь к широтному, затем становится широтным, а местами и юго-западным, поэтому Пономаревский разрыв обрезает все более и более близкие к ядру части Коксайской синклинали.

Неподалеку от восточного окончания Симбайсайской антиклинали разрыв (или его ответвление) поворачивает к северу, пересекает оставшуюся от синклинали грабенообразную пологую часть юго-западного крыла синклинали и сливается с Мынчабырским разрывом, ограничивающим синклиналь с северо-востока. У этого разрыва значительно поднято юго-западное крыло. Отсюда начинается северо-западная часть Коксайской синклинали.

Северо-западная часть Коксайской синклинали представляет собой узкую полосу развития выходов карбонатных пород кзылсанской фации фаменского яруса и тюлькубасских красноцветов. Все породы здесь сильно перемяты и образуют ряд складок северо-западного простирания. Местами наблюдается перевернутое залегание слоев (фиг. 36,г и д). На этом участке обнажена наиболее глубокая часть Коксайской синклинали. Здесь видно, что тюлькубасские красноцветные песчаники принимают участие в строении основных складок, наблюдаемых стратиграфически выше в породах фаменского яруса. Фаменские отложения залегают только поверх красноцветных песчаников. Никаких следов тектонических разрывов вдоль подошвы фаменского яруса не видно. Таким образом, схема покровной тектоники и в этом месте не находится в соответствии с наблюдаемыми фактами.

Специфика структуры этой глубокой части Коксайской синклинали заключается в значительном развитии крутых взбросов, пересекающих крылья складок, сложенных красноцветными песчаниками.

Поскольку оба крыла Дегризско-Коксайской синклинали на всем их протяжении осложнены крутыми продольными разрывами, создающими грабен, синклиналь может называться грабен-синклиналью.

КОКБАСТАУ-БУЛАКБЕТСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

С северо-запада на юго-восток вдоль оси Байджансайского антиклинория вытянуты цепочкой три брахиантиклинали второго порядка. Крайняя к северо-западу антиклиналь называется Кокбастауской: ее сменяет Симбайсайская. Кулисообразно по отношению к ней на юго-востоке расположена крупная Булакбетская антиклиналь.

Наибольшим подъемом шарнира Кокбастау-Булакбетской антиклинали отличается участок верховий р. Бозбутах. Юго-восточнее шарнир антиклинали погружается, и при этом происходит расщепление единой складки на три антиклинали, которые прослеживаются до юго-восточного окончания антиклинория и ущелья р. Бутунь. Наиболее северо-восточная из последних трех антиклиналей названа нами Южнодарбазинской, средняя — Жолбарскамальской, а наиболее юго-западная — Мраморной. Последние три складки вместе с разделяющими их двумя синклиналями (Устьмынчабырской и Кульджалинской) образуют широкую сводовую часть Булакбетской антиклинали на участке с пониженным положением ее шарнира.

Кокбастауская антиклиналь второго порядка отчетливо выраженного асимметричного строения. Ее юго-западное крыло сложено главным образом фаменскими отложениями в кызылсанской фации и частично нижнетурнейскими породами в дегризской фации. Слои залегают довольно полого, погружаясь на юг под углом 30—40° (фиг. 39, а).

Ядро Кокбастауской антиклинали образовано тюлькубасскими красноцветными песчаниками и конгломератами. В тех местах, где видна их слоистость, устанавливается однообразное падение слоев на юг под углом около 40—45°.

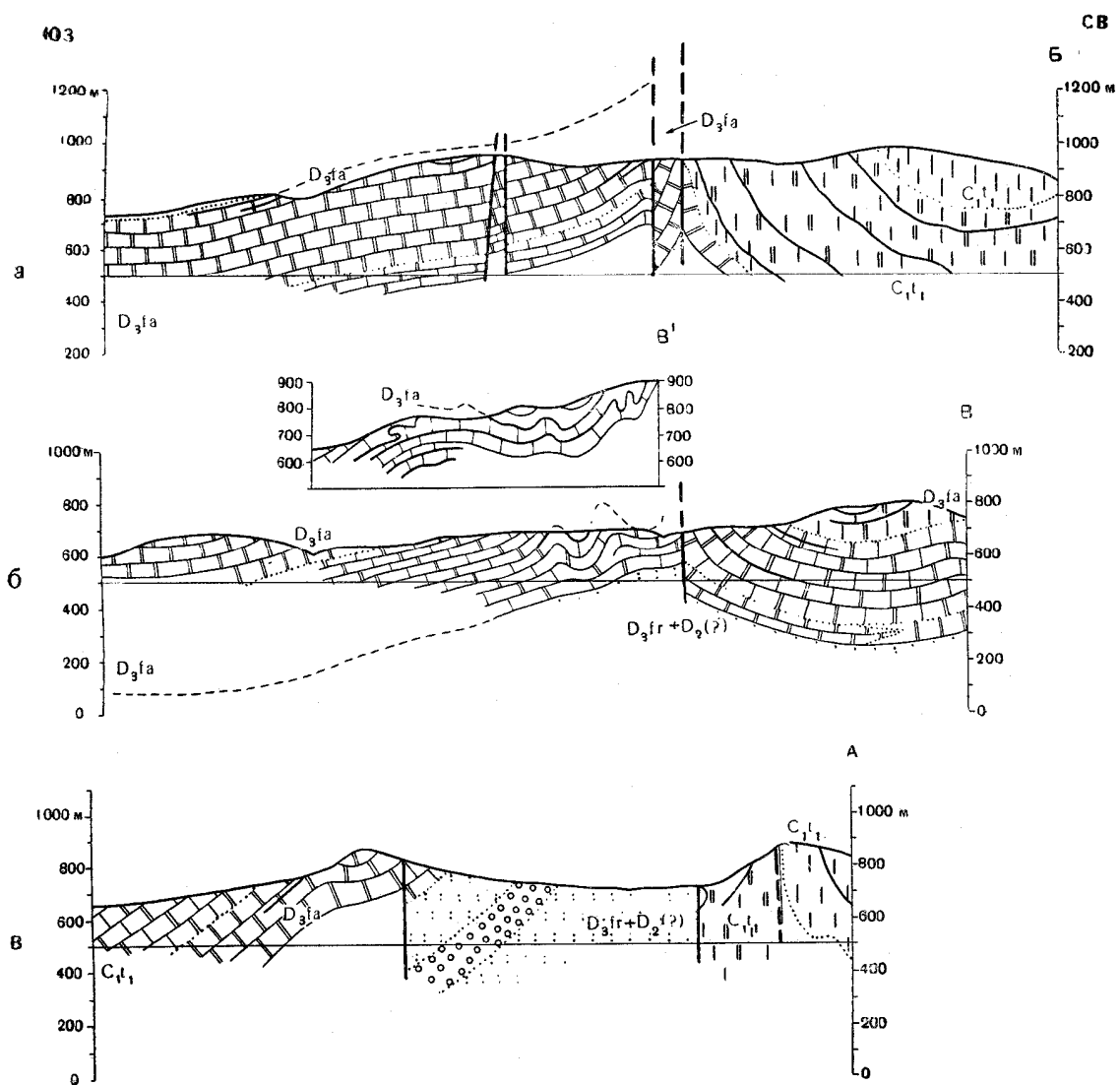
В западной и восточной частях складки простирание красноцветов в ядре и фаменских доломитов и известняков в юго-западном крыле постепенно изменяется, намечая два периклинальных замыкания. Западная периклиналь не видна, так как она перекрыта четвертичными отложениями.

Восточная периклиналь связана с местным погружением шарнира, после которого антиклиналь прослеживается на восток до смыкания с Симбайсайской антиклиналью.

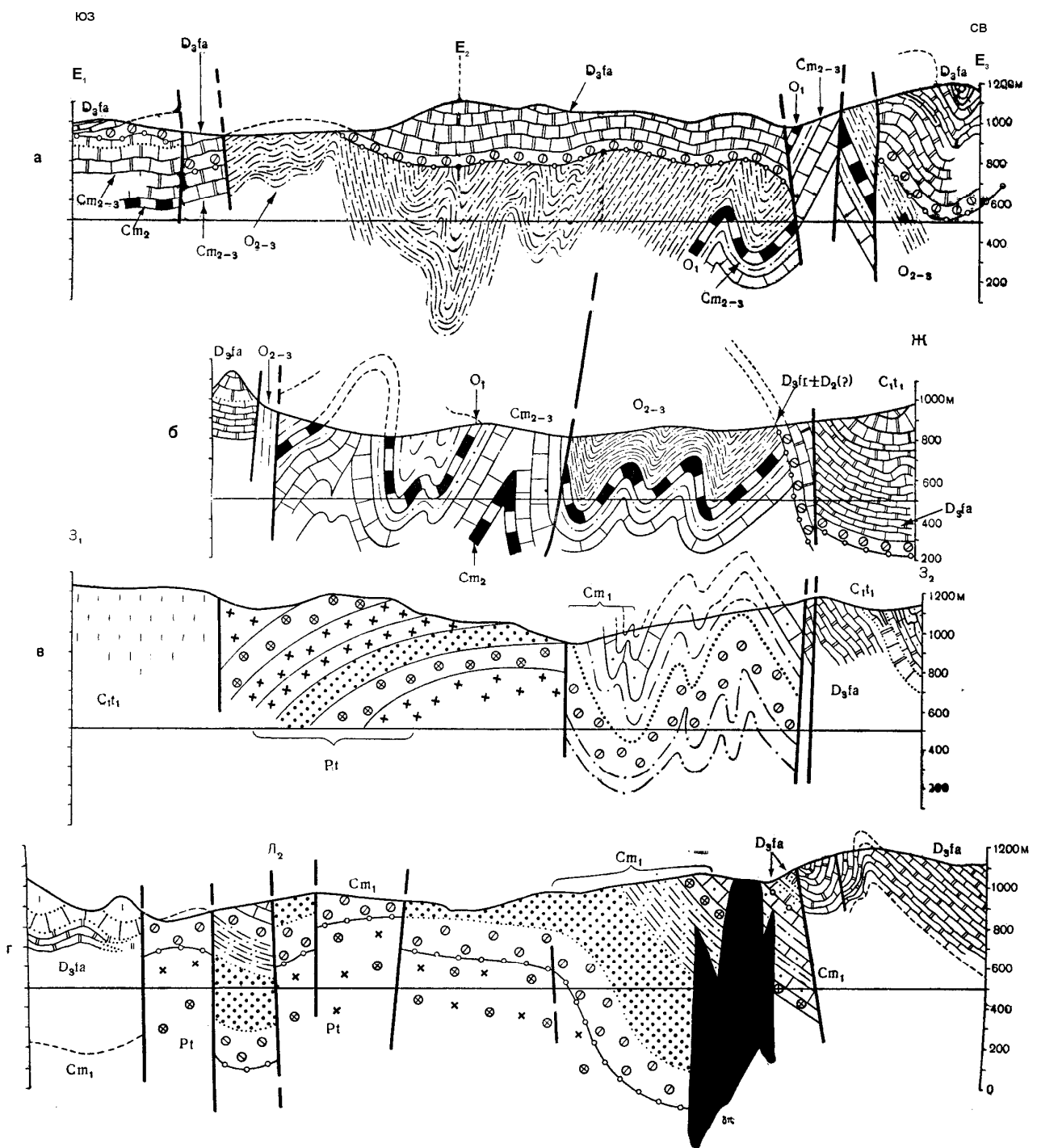
Северное крыло Кокбастауской антиклинали сложено вертикально залегающими известняками нижней части турнейского яруса и отделено от ядра крупным вертикальным разрывом (фиг. 39, в), который прослеживается через обрывистые ущелья, где хорошо видно его вертикальное положение.

На участке между выходами дофаменских отложений в ядрах Кокбастауской и Симбайсайской антиклиналей, в фаменских отложениях четко выражена асимметричная антиклиналь с широким пологим (20—30°) южным крылом и крутым узким северным крылом. Переход от одного крыла к другому резкий и осуществляется вдоль узкой полосы, с которой совпадает упоминавшийся крупный вертикальный разрыв. Возле разрыва в отложениях кызылсанской фации наблюдается несколько резких узких складок (см. фиг. 39, б). Сопоставляя обнажения вдоль оси Кокбастауской антиклинали, следует предполагать дисгармоничность складок, развитых в фаменских отложениях, по отношению к нижележащим красноцветам.

В восточном направлении южное крыло Кокбастауской антиклинали переходит по простиранию в юго-западное крыло Симбайсайской антиклинали. Простирание слоев при этом изменяется с широтного на юго-



Фиг. 39. Геологические профили через Кокбастаускую антиклиналь.
Условные обозначения см. на фиг. 57.



Фиг. 40. Геологические профили через северо-западную часть Булакбекской антиклинали.
Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей – на фиг. 4.

восточное. В месте изменения простирания на моноклинали отмечено два структурных носа, между которыми дополнительные продольные складки в фаменских отложениях развиты особенно интенсивно на расстоянии до 1 км от того же крупного продольного разрыва. Здесь же встречались прямые, опрокинутые и даже лежащие дополнительные складки. Некоторые складки опрокинуты на юг. Все они явно дисгармоничного характера (см. фиг. 39, б).

Симбайсайская антиклиналь второго порядка имеет в плане овальную форму. Однако вследствие приподнятости ее ядра по разрывам в деталях форма ее оказывается довольно сложной. Поскольку крылья антиклинали, сложенные франско-среднедевонскими (?) и фаменскими породами, описываются как части окружающих ее синклиналей, мы в данном разделе охарактеризуем одно только ядро, образованное франско-среднедевонскими породами. Отметим лишь асимметрию залегания слоев на крыльях. На северо-восточном крыле франско-среднедевонские (?) и фаменские породы залегают весьма круто. Часто встречается вертикальное и даже слабо опрокинутое на северо-восток залегание. Здесь много дополнительных мелких складок (см. фиг. 36 г и д). На юго-западном крыле слои, почти не образуя дополнительных складок, однообразно погружаются на юго-запад под углом 40° и меньше. Внутреннюю часть ядра Симбайсайской антиклинали слагают полого залегающие красные и темно-зеленые конгломераты и песчаники франского и среднедевонского (?) возраста. Они образуют правильную пологую брахиантиклиналь, совпадающую с долиной Кызылбулака. Стратиграфически выше, поверх этой пологой брахиантиклинали залегают алевролитовые сланцы и песчаники. В западной части антиклинали, на ее своде они образуют несколько узких резких, почти изоклиналильных, прямых дополнительных антиклинальных складок. На крыльях основной антиклинали в сланцах и песчаниках на фоне общего моноклинального залегания местами также видны дополнительные складки.

Идя по простиранию оси антиклинали на северо-запад, можно последовательно наблюдать сперва пологий простой свод в нижних конгломератах, а затем резкие прямые складки в сланцах и песчаниках, а потом (после разрыва) простую крупную центроклиналь в фаменских и турнейских породах, слагающих восточное центроклинальное окончание Дегризской синклинали. Зная, что первичного углового несогласия между франско-среднедевонскими (?) отложениями и фаменским ярусом на данном участке Байджансайского района не было, можем констатировать резкую дисгармонию залегания сланцев и песчаников по отношению к вышележащим карбонатным фаменским и турнейским отложениям и нижележащим конгломератам того же франско-среднедевонского (?) возраста.

В северо-западном направлении ядро Симбайсайской антиклинали раздваивается. На простирании его средней части оказывается расположенным восточное центроклинальное окончание Дегризской синклинали, опущенное по разрывам в форме грабена. Юго-западная часть ядра тянется на северо-запад в виде самостоятельного постепенно сужающегося поднятия, которое по простиранию переходит в восточное окончание широтной Кокбастауской антиклинали. От этого же места, дальше на северо-запад тянется упоминавшаяся при описании Дегризской синклинали приподнятая горстовая полоса с мозаичной внутренней структурой.

Восточная половина ядра Симбайсайской антиклинали плохо обнажена. Все же выяснено, что здесь вдоль северо-восточного края ядра узкой полосой тянется горст с выходами ордовикских сланцев.

Юго-восточная часть ядра Симбайсайской антиклинали наиболее поднята. Она расчленена несколькими разрывами, простирание которых близко к широтному. По ним на поверхность выведены кембрийские известняки, непосредственно подстилающие франско-среднедевонские конгломераты, и песчаники, перешедшие здесь из тьюлкубасской в кожабекскую фацию. Здесь имеются также и второстепенные разрывы различных простираний. В северной части выходов кембрия залегание его слоев крутое, а в южной — пологое и мало отличающееся от залегания вышележащих кожабекских песчаников и конгломератов.

Булакбетская антиклиналь второго порядка — одна из наиболее крупных в Байджансайском районе. Она простирается на юго-восток. Ядро ее поднято по крутым разрывам и образует горст, который слагают нижнепалеозойские и протерозойские породы. В связи с вертикальными изгибами шарнира герцинской складки, в пределах ее осевой части следует выделить четыре участка. На северо-западе шарнир занимает низкое положение, и поэтому здесь обнажаются отложения кожабекской фации франского яруса и среднего (?) девона, а также фаменского яруса. Юго-восточнее шарнир расположен выше, и вследствие этого здесь обнажаются более глубокие слои — ордовик, верхний и средний кембрий. Далее к юго-востоку в центральной части ядра виден, ограниченный разрывами, выход наиболее древних протерозойских пород. Юго-восточнее находится большое поле обнажений нижнего кембрия. С последующим резким погружением шарнира к юго-востоку связано исчезновение выходов пород каледонского этажа, слагающих ядро антиклинали, и установление сплошного развития обнажений нижнетурнейских пород, залегающих на своде складки в составе герцинского этажа. Перечисленные участки будут охарактеризованы ниже — от структурно наиболее поднятого к структурно наиболее опущенным.

В поперечном сечении нижнепалеозойского структурного этажа антиклинали наблюдаются сильно смятое в складки ядро — глыба, ограниченная вертикальными разрывами, и оба крыла. Широкое северо-восточное крыло со средней крутизной падения слоев $60-40^\circ$ в верхней части, прилегающей к ядру, осложнено дополнительными складками, которые упоминались при описании Коксайской синклинали.

Юго-западное крыло намного уже северо-восточного. Крутое залегание (более 60°) в его пределах встречается редко. Дополнительная складчатость развита несколько слабее, чем на северо-восточном крыле.

Центральный участок ядра, сильно поднятый при герцинском складкообразовании, отличается наибольшей поднятостью слоев внутри нижнепалеозойского этажа. В нем обнажается нижний кембрий, который образует антиклиналь, осложненную многочисленными разрывами (фиг. 40, в, з). Ось антиклинали тянется в северо-западном направлении параллельно средней части ядра и несколько приближена к юго-западной тектонической границе ядра. Антиклиналь имеет овальную форму в плане, оба ее периклинальных окончания находятся в пределах рассматриваемого участка, которому соответствует гористая котловина в верховьях р. Бозбутак. В продольном сечении антиклиналь асимметрична. Ее шарнир наиболее поднят вблизи от юго-восточной периклинали, к северо-западу он постепенно понижается. В юго-восточной наиболее поднятой части антиклинали возле ее оси обычны пологие углы падения в $20-30^\circ$, наблюдаемые в песчаниках и конгломератах нижней части разреза нижнего кембрия. Данный участок представляет совокупность различно поднятых блоков, разделенных, по-видимому, крутыми, но лохо обнаженными тектоническими разрывами. Наиболее полно на юго-

востоке представлено северо-восточное крыло, в котором по мере удаления от оси антиклинали углы падения резко увеличиваются до 70° . Внутри крыла намечаются плохо обнаженные разрывы и оконтуривается крупная диорит-порфириновая интрузия длиной 2,5 км и шириной до 0,7 км, вытянутая вдоль простирания крыла.

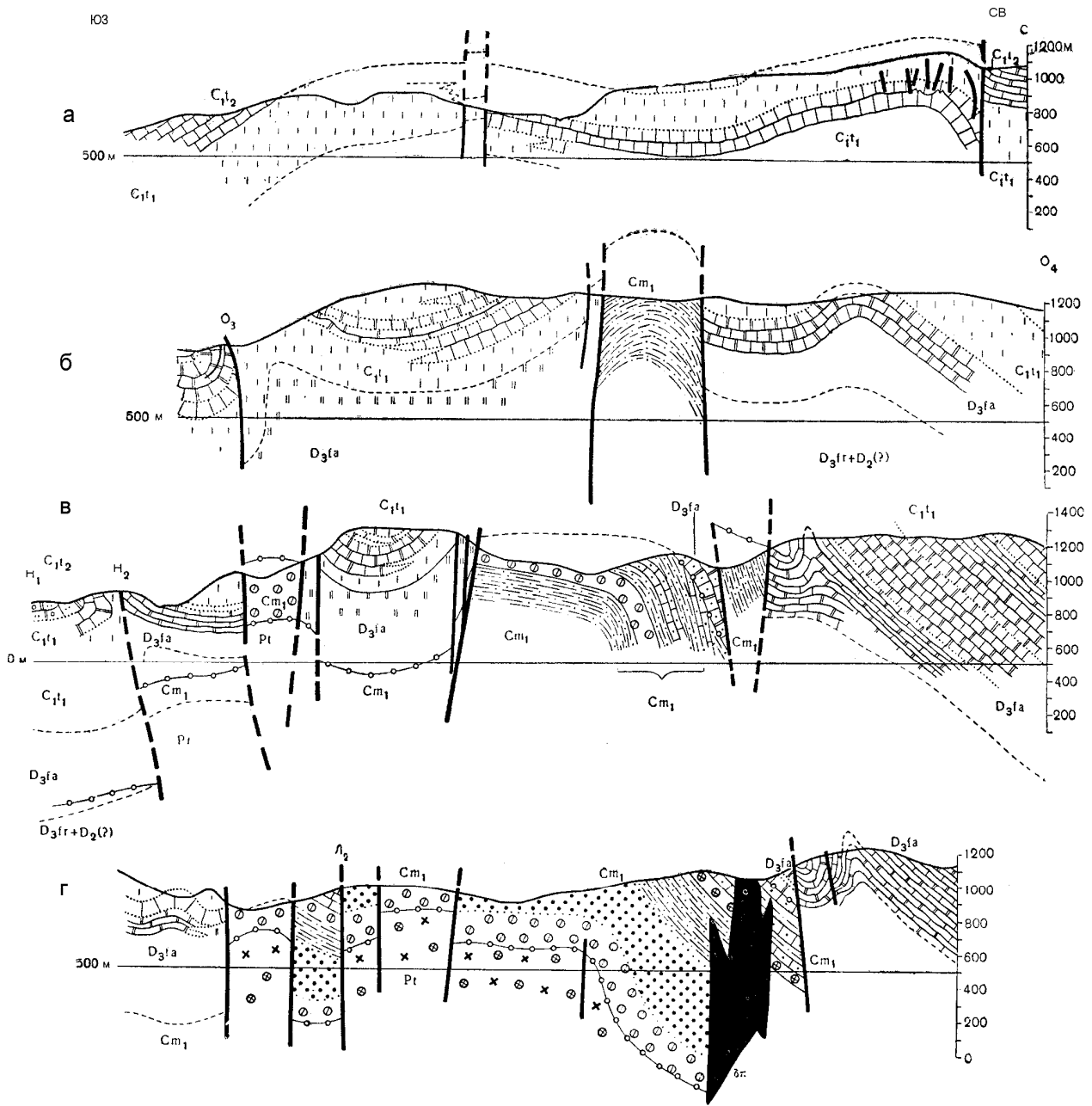
По направлению на северо-запад вместе с погружением шарнира происходит изменение формы поперечного сечения антиклинали. Она сопровождается крупными тектоническими разрывами. Продольные и диагональные разрывы ограничивают крупные глыбы в средней (по простиранию) трети антиклинали. Из-за слабого проявления слоистости в песчаниках нижнего кембрия внутренняя складчатая структура осевой части и южного крыла антиклинали здесь не выяснена. Очевидно лишь крутое ($60\text{—}90^\circ$) нормальное падение слоев на северо-восточном крыле.

В северо-западной трети антиклинали наблюдается узкая почти изоклиная осевая часть, складка, находящаяся на продолжении простирания северо-восточного крыла. Внутри этого крыла здесь выявлено еще несколько дополнительных прямых изоклиальных складок.

Наиболее сложное смятие наблюдается на участках, сложенных алевролитовыми сланцами и тонкослоистыми карбонатными породами. Местами мелкая дополнительная складчатость наблюдается внутри отдельных прослоев. Оси складок в среднем простираются на 320° . Углы падения пород на их крыльях очень круты и достигают $70\text{—}80^\circ$. Складки близки к изоклиальным и не обладают четким направлением опрокидывания. В отдельных случаях на крыльях более крупных складок наблюдались мелкие складки с амплитудой не более 1 м и с шарнирами, направленными перпендикулярно оси более крупной складки.

В данном сечении юго-западное крыло антиклинали несколько опрокинута на юго-запад. Дальше к юго-западу расположена крупная сильно поднятая вверх глыба, сложенная протерозойскими кислыми вулканогенными породами. Она со всех сторон ограничена разрывами и тянется в общем в меридиональном направлении. Слои внутри нее падают к северо-западу под углом от $40\text{—}70^\circ$ и, несколько изменяя простирание образуют часть периклинали (фиг. 40, в).

Таким образом, в основе структуры рассмотренного участка нижнепалеозойского этажа лежат различные по величине вертикальные смещения отдельных глыб, сопровождавшиеся флексурообразными изгибами и изоклиальными складками, развитыми преимущественно в верхних толщах нижнего кембрия (алевролитовой и карбонатной). Поскольку фаменские отложения трансгрессивно залегают прямо на протерозойских и кембрийских породах, значительную часть охарактеризованных деформаций нижнепалеозойского структурного этажа нужно считать каледонскими. Однако некоторые детали структуры свидетельствуют о значительных герцинских деформациях этого этажа. Прежде всего важно, что на юго-восточной периклинали, образованной нижнекембрийскими породами, слои кембрия залегают сходно со слоями фаменского и турнейского яруса, обнажающимися вокруг юго-восточного окончания ядра. На северо-восточном крыле антиклинали, образующей ядро, слои на большой площади имеют такие же элементы залегания, как и слои фаменских отложений, тянущиеся параллельно ядру. На юго-западном крыле антиклинали внутри ядра выявлен структурный нос, форма которого повторяется аналогичным структурным носом в фаменских и турнейских породах юго-западнее ядра. Заметим, что разрыв, разделяющий здесь выходы нижнего и среднего палеозоя, не деформирован и срезает структурный нос в обоих структурных этажах.



Фиг. 41. Геологические профили через юго-восточную часть Булакбекской антиклинали.
Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей – на фиг. 4.

На юго-восточном окончании выхода нижнепалеозойского ядра поле обнажений нижнего кембрия раздваивается. Более широкая северо-восточная полоса обнажений, постепенно суживаясь, прослеживается далеко на юго-восток среди нижнетурнейских известняков. В структурном отношении она представляет узкий длинный горст. Обнаженность здесь очень плохая.

Юго-западная полоса также выклинивается в юго-восточном направлении. Структура этой полосы выходов нижнего кембрия и здесь оказывается горстовой.

Все поле выходов нижнего кембрия с юго-востока окаймляется крутыми тектоническими разрывами. Оно в целом представляет собой горст. Ограничивающие его разрывы секут фаменские и турнейские отложения и поэтому должны считаться герцинскими. Эти разрывы удается проследить внутри ядра. В пределах ядра имеется блок, ограниченный продольными и поперечными разрывами, внутри которого сохранились выходы нижнетурнейских известняков. Это показывает, что часть разрывов, создающих мозаичную структуру ядра, возникла при герцинском складкообразовании.

Особенно интересны крутые продольные разрывы, тянущиеся вдоль северо-восточной границы ядра. Среди них можно выделить две группы с противоположным направлением смещения крыльев. Преобладают разрывы первой группы, у которых опущены северо-восточные крылья. Благодаря этим разрывам ядро в целом выдвинуто вверх в виде горста. Однако имеется несколько разрывов, отнесенных ко второй группе, отличающихся относительной погруженностью юго-западных крыльев. По этим разрывам ядро Булакбетской антиклинали немного опущено относительно ее северо-восточного крыла. Если бы разрывы первой группы отсутствовали, то по второй группе разрывов ядро Булакбетской антиклинали оказалось бы опущенным в виде грабена.

Поскольку два главных разрыва, относящихся к этим группам, тянутся почти параллельно в узкой полосе, между ними оказывается заключенной цепочка длинных и очень узких горстов. Она прерывается в тех местах, где разрывы сближаются и сливаются в единый шов. Отмечавшийся узкий длинный горст, тянущийся на юго-восток от юго-восточного окончания выхода ядра Булакбетской антиклинали,— наиболее крупный из таких горстов. Поскольку разрывы этих двух групп смещают фаменские отложения, обе группы относятся к герцинским разрывам.

Северо-западный участок. Северо-западнее рассмотренного участка слои внутри нижнепалеозойского структурного этажа менее подняты. Поэтому здесь главным образом обнажаются ордовикские алевролитовые сланцы и песчаники, меньшую площадь занимают породы верхнего и среднего кембрия.

Кембрийские карбонатные отложения, протягивающиеся с небольшими перерывами двумя полосами вдоль всего участка, дают возможность установить наличие двух крутых линейных антиклиналей, несколько опрокинутых к северо-востоку. Вследствие несовпадения простирания герцинского поднятия Булакбетской антиклинали с простиранием складок в нижнем палеозое, третья антиклиналь вошла в рассматриваемый участок лишь частично.

Шарниры антиклиналей погружаются на северо-запад. В ядрах антиклиналей и разделяющих их синклиналей слои образуют дополнительные складки и залегают круто. Породы рассланцованы и разбиты трещинами кливажа; определить истинные элементы залегания во многих местах весьма затруднительно, или вообще невозможно. Поэтому мор-

фология складок в тех частях, где отсутствуют выходы прослоев карбонатных или кремнистых пород, осталась невыясненной. Не удалось установить внутреннюю структуру одного крупного задернованного поля выходов ордовикских сланцев. Однако ясно, что в целом складчатость ордовика и верхней части разреза кембрия имеет здесь изоклиальный характер и относится к полному типу (фиг. 40, б).

Слои карбонатных пород, тянущиеся в юго-западной части участка в виде крупных гривок по азимуту 330° , образуют ядра главных антиклиналей, амплитуда которых должна быть от 500 до 1000 м. Вследствие изоклиальности этих складок надо предполагать, что они дисгармоничны по отношению к слоям тиллитоподобных конгломератов среднего кембрия, залегающих на глубине.

Тектонические разрывы в этой части ядра Булакбетской антиклинали выявляются с большим трудом из-за плохой обнаженности.

В крайней северо-западной части описываемого участка алевролитовые сланцы и песчаники ордовика трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрываются маломощными песчаниками и конгломератами кожабекской фации, на которых согласно и полого, образуя свод Булакбетской антиклинали, залегают карбонатные фаменские отложения.

Вдоль северо-восточной границы рассматриваемого участка, так же как и на предыдущем участке, был выявлен узкий горст с более высоким положением нижнепалеозойского структурного этажа, чем во внутренней части ядра. Разрывы, ограничивающие этот горст, смещают фаменские отложения (фиг. 40, а).

Участок Кожабекской структурной седловины расположен северо-западнее и по структуре еще более низкий, чем предыдущий. Он начинается с выхода только что упомянутых пород франского яруса и среднего (?) девона, а также фаменского яруса. Карбонатные отложения образуют гривку в рельефе, ограничивающую поле выходов нижнего палеозоя; она тянется почти в широтном направлении с западо-юго-запада на восток-северо-восток.

В таком же направлении параллельно ей простираются находящиеся поблизости разрывы, ограничивающие юго-восточное окончание Симбайсайской антиклинали. Эти разрывы образуют северный край седловины.

Карбонатные породы фаменского яруса наклонены на северо-северо-запад под углами $20-50^\circ$, и это показывает, что на южной границе Кожабекской седловины имеется флексурообразный изгиб шарнира кончающейся здесь Булакбетской антиклинали. В карбонатных породах отчетливо вырисовывается периклиальное залегание слоев. Далее на северо-запад углы падения слоев уменьшаются до $5-10^\circ$, что обычно для внутренней части седловины. Это общее залегание слоев осложняется мелкими складками с углами падения крыльев $10-30^\circ$. Наиболее характерно простираение осей складок с запада на восток.

В средней части Кожабекской седловины, кроме пологих небольших складок, отмечены мелкоамплитудные сбросы, вытянутые в северо-западном направлении.

Пологое залегание среднепалеозойских слоев в пределах Кожабекской седловины, представляющей часть свода Кокбастау-Булакбетской антиклинали первого порядка, показывает, что своды таких крупных антиклиналей были в общем пологими. Аналогичное пологое залегание слоев среднего палеозоя уже отмечалось нами для Иректауской седловины в пределах Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали и для свода юго-восточного окончания последней складки первого порядка.

Таким образом, намечается широкое распространение пологих залегающих слоев на сводах крупных герцинских антиклиналей первого порядка. Для контроля этого заключения большое значение имеет наиболее юго-восточная часть Булакбетской антиклинали, где свод еще полностью сохранился.

Юго-восточная сводовая часть Булакбетской антиклинали. К юго-востоку от центрального наиболее поднятого участка Булакбетской антиклинали ее шарнир резко погружается, и поэтому на большой площади сводовая часть складки, сложенная турнейскими известняками, сохранилась от размыва.

В пределах этого участка хорошо видно, что Булакбетская антиклиналь не составляет однородное поднятие, а распадается на три антиклинальные полосы с разделяющими их синклиналями. Все частные антиклинали испытывают погружение шарниров с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 31).

Наиболее северо-восточная антиклиналь, именуемая Южнодарбазинской, слагается известняками и доломитами фаменского и нижней части турнейского ярусов, которые отличаются здесь широко развитыми толстослоистыми и массивными породами. На северо-западе ось антиклинали срезается Пономаревским сбросом. Северо-восточное крыло Южнодарбазинской антиклинали падает на северо-восток под углом $50-60^\circ$. В юго-восточной части антиклинали массивные известняки этого крыла и свода антиклинали отделены от лежащих северо-восточнее тонкослоистых пород ашасайской фации верхней части турнейского яруса крутым взбросом.

Наличие взброса доказывается тем, что один из опорных пластов черных известняков, залегающих внутри ашасайской фации, резко изгибается и по простиранию упирается в границу выходов массивных известняков. Около границы с массивными известняками тонкослоистые породы ашасайской фации залегают перевернуто с падением 70° на юго-запад.

Судя по трещиноватости массивных известняков, можно думать, что взброс, амплитуда которого около 300 м, круто падает на юго-запад или вертикален (см. фиг. 41, а). Общая протяженность взброса всего лишь 2 км.

В юго-восточной части Южнодарбазинской антиклинали ущелье вскрывает толстослоистые нижнетурнейские известняки, падающие на восток под углом около 30° . В весьма тонкослоистых прослоях среди средне- и толстослоистых турнейских известняков наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость с амплитудой меньше 1 м. Встречаются складки с шарнирами, параллельными общему падению слоев.

В известняках всех обнажающихся пачек широко распространены, кроме обычных трещин скалывания, залеченных карбонатами, мелкие короткие трещины, заполненные белым кальцитом, и карманообразные полости, в которых видны слоистые карбонатные образования с весьма крупнокристаллической структурой и друзовым расположением кристаллов. Заполняющий жильный материал неравномерно окрашен в краснобурый цвет различной интенсивности. Кроме того, наблюдаются трещины, заполненные бурыми водными окислами железа, и мелкие смещения, швы которых не заполнены жильным материалом. Мы отметили случай пересечения незаполненных трещин, по которым происходит смещение кальцитовых жил трещинами, заполненными бурыми водными окислами железа.

Широкое юго-западное крыло Южнодарбазинской антиклинали падает на юго-запад под углом $10-15^\circ$.

Устьмынчабырская синклиналь, находящаяся юго-западнее Южнодарбинской антиклинали, в общем выражена слабо. Ее юго-западное крыло обладает малой шириной (400—200 м). Угол падения его 20—30°. Оно рассечено крупным продольным вертикальным сбросом, по которому произошло поднятие юго-западного крыла (фиг. 42). В ущелье р. Бугунь амплитуда разрыва 150—200 м, она хорошо определяется на левом склоне ущелья. Сброс протягивается на северо-запад, где он по простиранию соединяется с Пономаревским сбросом, и поэтому его можно считать продолжением последнего.

Юго-западнее сброса прослеживается узкий пологий антиклинальный перегиб слоев, юго-западнее которого располагается крупная моноклиналь с падением на юго-запад под углом от 40 до 10°. Перегиб этот носит название Жолбарскамальской антиклинали. Из сказанного следует, что антиклиналь эта асимметрична, так как обладает весьма узким северо-восточным крылом (300—500 м от оси Жолбарскамальской антиклинали до оси Устьмынчабырской синклинали) и широким юго-западным крылом (1500 м).

Важно подчеркнуть, что Жолбарскамальская антиклиналь расположена на простирании узкого горста, сложенного нижним кембрием, который прослеживается на юго-восток из северо-восточной части центрального участка Булакбетской антиклинали (см. стр. 181).

Кульджалинская синклиналь располагается еще юго-западнее. Вследствие массивности и однородности узунтасских известняков, обнажающихся в пределах синклинали на больших площадях, общую структуру складки выявить трудно. Однако на северо-западе она устанавливается вполне достоверно благодаря выходам слоистых карбонатных пород, которые на северо-восточном крыле падают под углом от 40 до 10°, а на юго-западном — под углом 10—30°.

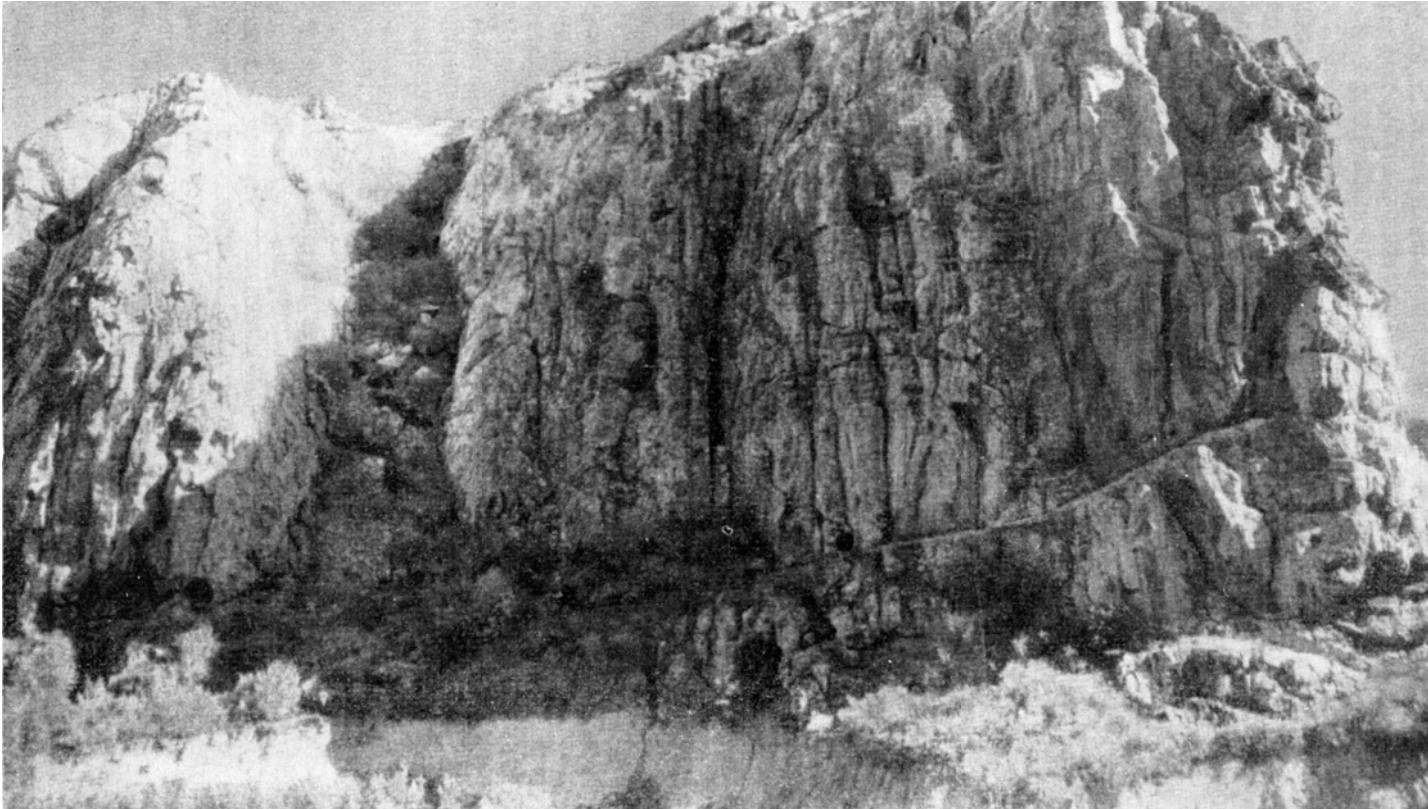
Узкая центроклиналь Кульджалинской синклинали обладает сравнительно крутыми углами падения (40—70°). В северной части центроклинали видны крупные трещины. Одни, вертикальные, в среднем простираются по азимуту 120—135°, другие, вертикальные с простиранием 0° или падают под углом не положе 80° по азимуту 270—290°, третьи падают на север под углом 25—40°.

По трещинам первых двух направлений происходит сдвиговое смещение выходов массивных известняков, достигающее 10—12 м по горизонтали. Здесь же между черными фаменскими доломитами и серыми нижне-турнейскими известняками располагается слоистая карбонатная жила с друзовой текстурой, с пологим падением под углом 10° по азимуту 140°. Мощность жилы до 2 м. Контакт с породами кровли неровный, волнистый. Слои падают на юго-восток 160° под углом 40°.

В юго-восточной части Кульджалинской синклинали в тонкослоистых породах ашасайской фации обнажаются крутые дисгармоничные складки с амплитудой до 30 м. Складки прямые и обладают меридиональным простиранием. Поблизости от них протягивается крупный продольный тектонический разрыв.

Наиболее юго-западная структурно приподнятая полоса, входящая в состав Булакбетской антиклинали, по-видимому, не представляет одной непрерывной антиклинали, а состоит из двух антиклинальных изгибов. Северо-западная часть полосы имеет название Мраморной антиклинали в связи с тем, что к ней приурочен участок мраморов, образовавшихся в результате перекристаллизации узунтасских известняков.

Юго-западное крыло Мраморной антиклинали с падением под углом 40° по азимуту 250° является продолжением юго-западного крыла центрального участка ядра Булакбетской антиклинали. В ядре Мраморной



Фиг. 42. Вертикальный сброс в ущелье р. Бугуни. Вдоль шва разрыва образовалась задернованная ложбина. Хорошо видны крупные трещины, параллельные основной поверхности смещения, Слои залегают почти горизонтально.

антиклинали расположен узкий клиновидный (в плане) горст, сложенный нижнекембрийскими конгломератами (см. фиг. 41, б, в, г).

Юго-западное крыло Мраморной антиклинали обрывается двумя зонами крутых взбросов. Одна зона служит продолжением взбросов, ограничивающих с юго-запада ядро Булакбетской антиклинали. К разрывам этой зоны приурочены карбонатные слоистые жилы мощностью 30 м. Разрывы затухают в пределах Мраморной антиклинали. Взброс данной зоны разрывов в целом обладает сложной и резко выраженной волнистостью простирания, которая, несомненно, является результатом образования зоны путем объединения ряда разрывов с несколько различным простиранием.

Взбросы пересекаются вертикальными меридиональными правыми сдвигами, которые нельзя сопоставлять с упоминавшимися выше меридиональными разрывами на северо-западной центроклинали Кульджалинской синклинали, так как направление смещения у них различное.

Юго-западное крыло Мраморной антиклинали пересекается зоной интенсивной трещиноватости северо-восточного простирания. На простирании этой зоны внутри ядра Булакбетской антиклинали находится крупный разрыв. Трещиноватость резко выражена и прослеживается на юго-запад. Ниже мы еще вернемся к трещиноватости западной части данной зоны. Сейчас остановимся на ее восточной части.

В верхней части скалистого гребня, сложенного узунтасскими известняками, многочисленные вертикальные трещины простираются на 220° . Спускаясь на запад по склону гребня, можно видеть, как трещины постепенно изгибаются, принимая простирание 270° . На границе серых узунтасских известняков с черными доломитами нижележащей кзылсанской фации фаменского яруса наблюдаются многочисленные правые смещения контакта на несколько метров по трещинам с простиранием 270° . Дальше на запад трещины, смещающие слои на несколько метров, тянутся по азимуту от 270° до 290° .

На расстоянии одного километра к юго-востоку от зоны трещиноватости массивные серые известняки, образующие юго-западное крыло Мраморной антиклинали, срезаются второй зоной крупного разрыва, круто падающего на северо-восток или вертикального. Разрыв начинается в Куруджайляуской антиклинали, но, благодаря юго-восточному простиранию, он пересекает наискось Бозбутакскую синклиналь и врезается в юго-западное крыло Мраморной антиклинали, вдоль которого тянется на юго-восток, отделяя Булакбетскую антиклиналь от Бозбутакской синклинали. На своде Мраморной антиклинали наблюдались многочисленные послойные смещения по границе фаменских доломитов и известняков нижней части узунтасской фации.

Местами среди известняков и доломитов турнейского возраста развиты небольшие надвиги на юго-запад, падающие над углом $45-20^\circ$ на северо-восток. Здесь же развиты крупные трещины с падением 70° на 245° и простиранием 110° при вертикальном залегании.

Вдоль юго-западной границы выходов массивных узунтасских известняков, слагающих юго-западное крыло Булакбетской антиклинали, наблюдается множество коротких небольших разрывов, падающих на северо-восток под углом от 40° до 80° . В ряде случаев возможно более пологое падение. В швах трещин, пересекающих известняки, образовались слоистые карбонатные жилы, заполненные весьма крупнокристаллическими карбонатами с друзовой текстурой.

В местах, где взбросы вдоль границы выходов массивных известняков отсутствуют, между ними и ашасайской фацией, заполняющей Бозбутакскую синклиналь, повсеместно имеется переходная пачка слоистых

серых и черных известняков, в которой элементы залегания легко определяются и везде указывают на перевернутое положение слоев, падающих на северо-восток под углом 40—60°.

В пределах взбросовой зоны с перевернутым залеганием слоев часто встречаются мелкие поперечные и диагональные сдвиги-сбросы, которые смещают поверхности продольных взбросов.

Охарактеризованное юго-западное крыло представляет не только крыло Мраморной антиклинали, но и всей сложной Булакбетской антиклинали на участке ее соприкосновения с Бозбутакской синклиналью.

Юго-восточнее Мраморной антиклинали находится еще одна антиклиналь, сложенная известняками узунтасской фации. На юго-западном ее крыле слои падают на юго-запад под углом 40—50°, на северо-восточном — на северо-восток под углом 30°. Вдоль оси складки проходит сложнопостроенная зона крутых разрывов; у одних опущены северо-восточные крылья, у других — юго-западные.

На простирании последней из указанных частных антиклиналей в нижней части ущелья р. Бугунь, перед ее выходом в Леонтьевский грабен, наблюдается антиклинальное залегание слоев с углами падения 20—30°. Около разрыва, ограничивающего Леонтьевский грабен, слои падают на северо-северо-восток, что позволяет говорить о наличии синклинали, лежащей южнее антиклинали, наблюдаемой в нижней части ущелья.

Заканчивая описание внутренней структуры Булакбетской антиклинали, необходимо подчеркнуть коробчатость ее общей формы, пологость складок, осложняющих свод и незначительную опрокинутость крыльев на отдельных участках.

КЫЗЫЛСАНСКО-БОЗБУТАКСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

С северо-запада на юго-восток через весь Байджансайский антиклинорий тянется структурно пониженная полоса, названная Кызылсанско-Бозбутакской синклиналью. В центральной части района эта полоса наименее погружена и резко суживается. Северо-западнее и юго-восточнее она резко расширяется. Поэтому мы выделяем две синклинали второго порядка — Кызылсанскую на северо-западе и Бозбутакскую на юго-востоке. Первая сложена в основном фаменскими и нижнетурнейскими породами. Внутреннюю часть второй синклинали образуют верхнетурнейские осадки, из-под которых лишь местами выходят верхние горизонты нижнетурнейских отложений. Обе синклинали окаймлены крупными крутыми продольными разрывами, по которым они относительно опущены и образуют грабены.

Кызылсанскую синклиналь второго порядка можно разделить на четыре части, расположенные последовательно с северо-запада на юго-восток. На крайнем северо-западе граница Леонтьевской депрессии обрывает синклиналь таким образом, что юго-западное крыло синклинали отсутствует.

С севера и северо-востока синклиналь ограничена разрывом, который в общем вертикален. На северо-западе он тянется с запада на восток, имеет широтное простирание, затем прослеживается на северо-восток с простиранием 60—80°, потом становится опять широтным, после чего уже принимает юго-восточное простирание. У разрыва поднято северо-восточное крыло, которое относится к Кокбастауской и Симбайсайской антиклиналям.

Видимая внутренняя часть синклинали осложнена редкими небольшими дополнительными складками и разрывами. Наиболее крупный разрыв,

наискось пересекающий складку, прослеживается с простираем 130–140°. Поверхность разрыва круто наклонена на северо-восток. Он связан с северо-восточным крылом дополнительной антиклинали, тянущейся наискось через Кызылсанскую синклинали. Юго-западное крыло разрыва поднято, следовательно, он является сбросом.

Местами на фоне общего падения слоев на юго-запад с углами падения 15–30° развиты интенсивные мелкие складки, осложненные небольшими разрывами.

Следующая, более юго-восточная часть Кызылсанской синклинали характеризуется более высоким положением шарнира и тем, что здесь видно уже полное поперечное сечение складки, сложенной почти исключительно фаменским ярусом.

Здесь ширина складки достигает 3 км; строение ее простое. Широкое и пологое северо-восточное крыло обладает однообразным падением на юго-запад под углом 20–30°. Его осложняют лишь редкие мелкие дополнительные складки. Вследствие сокращенных мощностей и большей крутизны залегания (40–60°) юго-западное крыло намного уже северо-восточного. На юго-западном крыле на отдельных участках развиты дополнительные мелкие складки, усиливающиеся по соседству с северо-западным периклинальным окончанием Булакбетской антиклинали и рядом с северо-западным окончанием Джиландинской антиклинали.

Вблизи разрыва, ограничивающего ядро Акбетской антиклинали, проходит несколько вертикальных сбросов, у которых относительно опущены северо-восточные крылья. В северо-западном направлении они сливаются с разрывом, пересекающим наискось северо-западную часть Кызылсанской синклинали.

Далее к юго-востоку, рядом с Кожабекской седловиной шарнир Кызылсанской синклинали занимает наиболее высокое положение. Здесь внутренняя часть синклинали осложнена Джиландинской брахиантиклиналью, в пределах которой фаменские карбонатные породы залегают непосредственно на кембрийских известняках и имеют в общем такие же, как и у них элементы пологого залегания. Длина брахиантиклинали 2,5 км, ширина до 1,5 км. Складка сильно разбита продольными и поперечными разрывами с амплитудой до первых сотен метров и протяженностью до 2,5 км. За пределами Джиландинской брахиантиклинали разрывы затухают.

Крайний юго-западный блок, обособленный разрывами и прилегающий к тектоническому контакту с ядром Акбетской антиклинали, характеризуется перевернутым или вертикальным, или весьма крутым залеганием слоев, наклоненных на юго-запад. С северо-востока этот блок отделяется от соседнего следующим продольным разрывом, который упирается в поперечный разрыв (см. фиг. 31).

Следующий к северо-востоку блок поднят по отношению к предыдущему. Для него характерно падение слоев на северо-восток с некоторыми осложнениями. В северо-восточной части блока вблизи разрыва наблюдается отгибание пластов вверх.

Третий блок отделен от расположенного в общем юго-восточнее четвертого также крутым разрывом.

Четвертый блок поднят относительно третьего. Он крупнее предыдущих и наиболее сложно построен. Слабая обнаженность не позволила детально изучить его внутреннюю структуру.

Мелкие складки и разрывы, осложняющие перечисленные блоки, захватывают пакеты слоев мощностью от 10 до 30–40 м.

В крайней северо-восточной части описываемого участка Кызылсанской синклинали намечается синклиналиная зона, после которой следуют

два вертикальных разрыва амплитудой около 100 м, ограничивающие ядро Булакбетской антиклинали.

В месте наибольшего поднятия Джиландинской антиклинали проходит поперечный разрыв.

В последнем к юго-востоку крайнем участке Кызылсанской синклинали снова наблюдается общее погружение шарнира. На расстоянии около двух километров контакт кембрийских карбонатных пород с кызылсанской фацией фаменского яруса вдоль оси синклинали погружается не менее чем на 250 м. В юго-западном крыле синклинали у тектонического контакта с ядром Акбетской антиклинали продолжается опрокидывание слоев на северо-восток. Здесь наблюдается перевернутое залегание с падением на юго-запад под углами 60—80°.

Основная синклиальная структура осложняется многочисленными более мелкими складками. Обычны складки, образованные пачками слоев мощностью до 10—20 м, реже 30—50 м. Шарниры складок слабо наклонены и простираются примерно с юга на север. Часты опрокинутые, иногда лежащие складки; падение осевых плоскостей у них близко к западному.

На юго-востоке данного участка наблюдается широкое развитие мелких разрывов с амплитудами от нескольких до 10—20 м, часто сопровождающихся дроблением пород. Зоны развития таких разрывов простираются с юго-востока на северо-запад, но иногда с юга на север.

Сложное строение у наиболее юго-восточной части синклинали. Эта часть шириной всего лишь 1—1,5 км делится разрывами на три блока: юго-западный, центральный и северо-восточный.

В юго-западном наиболее опущенном блоке обнажаются нижнетурнейские известняки. Блок представляет собой узкий длинный грабен, выклинивающийся в северо-западном направлении.

Центральный блок обладает сложной внутренней структурой. На северо-западе в нем интенсивно развиты дисгармоничные складки, захватывающие пакеты слоев мощностью от нескольких до 20—40 м. Обычно это опрокинутые складки с падением пластов на обоих крыльях в северном направлении под углами 60—30°. Шарниры складок чаще погружаются на восток, реже на запад, как правило, под углом больше 45°.

Северо-восточный блок представляет собой слабо выраженную синклиналию. Для юго-западной части блока характерно падение слоев на север по азимутам 350—360° под углами 10—30°, для северо-восточной — падение на запад 270—290° при углах наклона 20—30°. В целом породы блока погружаются на северо-запад.

Вертикальные разрывы, ограничивающие эти блоки, представляют собой ответвления крупного разрыва, проходящего по северо-восточной границе синклинали. Амплитуда их на юго-востоке достигает, по-видимому, первых сотен метров. К северо-западу разрывы затухают. Разрыв, отделяющий синклиналию от ядра Булакбетской антиклинали, имеет общее северо-западное простирание. Возможно, что на отдельных участках поверхность смещения круто наклонена на юго-запад, но в общем она вертикальная. Амплитуда перемещения около Джиландинской антиклинали всего лишь несколько десятков метров, она увеличивается в юго-восточном направлении до нескольких сотен метров.

Б о з б у т а к с к а я с и н к л и н а л ь второго порядка находится на юго-востоке района и соединяется с Кызылсанской синклиналию узкой полосой с мало заметным прогнутым залеганием слоев вблизи юго-западной границы центрального, наиболее поднятого участка ядра Булакбетской антиклинали. Слабо выраженное здесь юго-западное крыло Булакбетской антиклинали обладает шириной 100—150 м. Оно падает к

западо-юго-западу под углом 40—50° в северной части и под углом 10—20° в южной части.

В пределах северо-восточного крыла синклинали (т. е. на юго-западном крыле Булакбетской антиклинали) выходят слоистые доломиты и известняки кульджалинской и нижней части узунтасской фаций нижней части турнейского яруса. На фоне общего северо-северо-западного простирания отмечается три левых коленообразных изгиба простирания этих слоев. В пределах изгибов простирание становится широтным или даже северо-восточным.

В местах коленообразных изгибов простирания тонкослоистые доломиты перемяты в мелкие дисгармоничные складки с шарнирами, параллельными линии падения крыла, и с обычной средней амплитудой 0,5 м. Отдельные складки достигают амплитуды 30 м. С удалением от мест широтного простирания складчатость ослабевает, а затем вообще исчезает. Наибольший участок развития мелкой складчатости имеет размер 150×300 м.

Охарактеризованное крыло Бозбутацкой синклинали с востока наискось обрезано крупным взбросом, обладающим общим северо-западным простиранием. Северо-восточное крыло разрыва поднято. Для взброса характерна резко выраженная волнистость простирания. Тектонического дробления, разлинзования или развальцевания пород рядом со взбросом не отмечалось.

В наиболее южной части взброса в шве разрыва залегает мощная сложная карбонатная жила с друзовой текстурой.

Бозбутацкая синклиналь в общем овальной формы. Она сложена верхнетурнейскими конгломератами и песчаниками апшасайской фации, которые залегают на нижнетурнейских массивных известняках. Между известняками и апшасайской фацией обычно (но не везде) лежит переходная пачка, состоящая из слоистых известняков, доломитов, известковистых песчаников и конгломератов.

Вдоль Бозбутацкой синклинали протягивается осложняющая ее Центрально-Бозбутацкая антиклиналь, в пределах которой обнажаются породы переходной пачки и нижележащие серые массивные известняки. Эта антиклиналь делит синклиналь на две части. Северо-восточная часть синклинали прослеживается на большее расстояние к северо-западу и юго-востоку, и несколько глубже погружена, чем юго-западная часть.

Северо-восточная часть Бозбутацкой синклинали обладает правильным синклинальным строением. У нее хорошо выражены обе центроклинали. Ее северо-восточное крыло весьма круто (70—80°) падает на юго-запад или же, что бывает чаще, опрокидывается на юго-запад так, что слои падают на северо-восток под углами 70, 50 и даже 40°. Мелкие продольные и поперечные складки осложняют структуру крыла (см. фиг. 45, б, в, г).

В осевой части данной частной синклинали удалось отметить дополнительные продольные узкие антиклинальные складки, осложненные разрывами. На юго-востоке в середине синклинали расположено антиклинальное вздутие прихотливой формы, близкой к брахиантиклинальной, с рядом разрывов, преимущественно мелких надвигов и взбросов с северо-востока на юго-запад. В ядре вздутия обнажаются массивные нижнетурнейские известняки.

Юго-западное крыло наиболее просто построено на центральном участке, где оно имеет моноклиналиное падение на северо-восток под углом 30—40°. На юго-востоке оно осложнено крутым разрывом.

Северо-западный участок того же крыла обладает большой шириной и, судя по различным направлениям падения слоев, осложнен рядом складок. Плохая обнаженность и слабо выраженная слоистость конгломератов

не дали возможности конкретно расшифровать структуру данного участка. Характерно, что у подножья обрывов, являющихся крыльями сложной Акбетской антиклинали, падение слоев конгломератов направлено в сторону обрывов, как бы под более древние узунтасские массивные известняки под углами 75, 50, 20 и даже 10°.

Центрально-Бозбутацкая антиклиналь, хорошо выделяющаяся в рельефе благодаря выходам нижнетурнейских известняков, чрезвычайно сильно раздроблена тектоническими разрывами и представляет собой мозаику угловатых блоков, ограниченных разрывными смещениями со всех сторон.

Несмотря на широкое развитие разрывов, удается непрерывно констатировать северо-восточное направление падения слоев под углом 20—40° в пределах ее северо-восточного крыла и юго-западное падение под углом 20—45° на юго-западном крыле.

Тектонические разрывы, осложняющие антиклиналь и вскрытые горными выработками, имеют обычно вертикальное, изредка весьма крутое наклонное залегание. Они делятся на две группы. Первые, более древние, разрывы тянутся, образуя дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. Разрывы на юге простираются меридионально. В северной части антиклинали их простирание северо-западное. Антиклиналь поднята по этим вертикальным разрывам в виде горста.

Вторые по возрасту и ориентировке разрывы широтного или северо-восточного простирания. Они пересекают антиклиналь. В южной части антиклинали смещения по ним носят антитетический характер. В северной части антиклинали северные крылья ступенчато опускаются.

Заметим, что направление смещения по поперечным разрывам было, вероятно, не чисто вертикальным, а наклонным, или же сперва вертикальным, а затем, при повторных смещениях, горизонтальным. К такому предположению мы должны прийти, рассмотрев смещения вертикальных разрывов первой группы в горизонтальном направлении. Анализ карты не позволяет считать смещения только горизонтальными. К этому вопросу мы еще вернемся в связи с рассмотрением структуры Акбетской антиклинали.

Затем следует отметить, что поперечные разрывы можно разделить на две подгруппы: одни сильнее отклоняются к северо-востоку и имеют опущенные юго-восточные крылья, простирание других ближе к широтному, и у них опущены северные крылья.

Амплитуда разрывов обеих групп измеряется десятками и единицами метров.

По направлению на юг известняки, выходящие в ядре антиклинали, погружаются, образуя периклиналь, но выходы их окончательно не исчезают. Южнее периклинали слои начинают подниматься в южном направлении, и выходы известняков, слагающих ядро Центрально-Бозбутацкой антиклинали, сливаются с обширным полем выходов известняков узунтасской фации, связанным с узкой синклиналью, отделяющей Коктаускую антиклиналь от складок, входящих в состав восточного окончания Булакбетской антиклинали. Эта синклиналь в целом приподнята по сравнению с Бозбутацкой.

Юго-западная часть Бозбутацкой синклинали распадается на две части: южную и северную. Южная шире северной, она обладает широким северо-восточным крылом, падающим на запад и юго-запад под углом 30—35°, и весьма узким вертикальным юго-западным крылом, обрезанным отвесным тектоническим разрывом, отделяющим синклиналь от Коктауской антиклинали (см. фиг. 45, в, ж).

Северная часть, узкая и длинная, с обеих сторон ограничена разрывами и является грабеном. Однако внутри нее достаточно хорошо выяв-

ляются оба крыла: юго-западное с углом падения около 20° и северо-восточное с углом падения $45\text{--}60^\circ$. Грабен наискось и поперек пересекается разрывами, которые были отнесены ко второй группе при описании Центрально-Бозбутацкой антиклинали.

В заключение характеристики структуры Кызылсанско-Бозбутацкой синклинали следует обратить внимание на опрокидывание крыльев от крупных антиклиналей в сторону этой синклинали, на отчетливое проявление брахиосинклиналей и дополнительных брахиантиклиналей внутри нее; сугубо местное развитие мелкой интенсивной дополнительной складчатости на отдельных небольших участках и, наконец, на господство крутых разрывов, тесно связанных в своем распространении с отдельными складками третьего порядка и разделяющихся на продольные и поперечные.

АКБЕТСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Акбетская антиклиналь – крайний юго-западный крупный структурный элемент Байджансайского антиклинория. В центре района наблюдается полное поперечное сечение антиклинали, ограниченной с юго-запада Леонтьевским грабеном. Граница грабена в северо-западном направлении приближается к оси Акбетской антиклинали, пересекает ее и затем на крайнем северо-западе района полностью срезает эту складку. Шарнир антиклинали в общем погружается с северо-запада на юго-восток. Поэтому на северо-западе обнажается ядро складки, сложенное ордовиком и верхним и средним кембрием, а на юго-востоке наблюдается свод, образованный нижнетурнейскими известняками. На фоне общего постепенного понижения шарнира отмечаются отдельные резкие его погружения в нескольких местах.

Ядро Акбетской антиклинали чрезвычайно плохо обнажено, вследствие того, что его слагают однообразные легко размывающиеся тонкослоистые алевролитовые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками и относящиеся к ордовику. В обнажениях всегда видно весьма крутое залегание слоев. Местами удается отмечать резкие крутые складки.

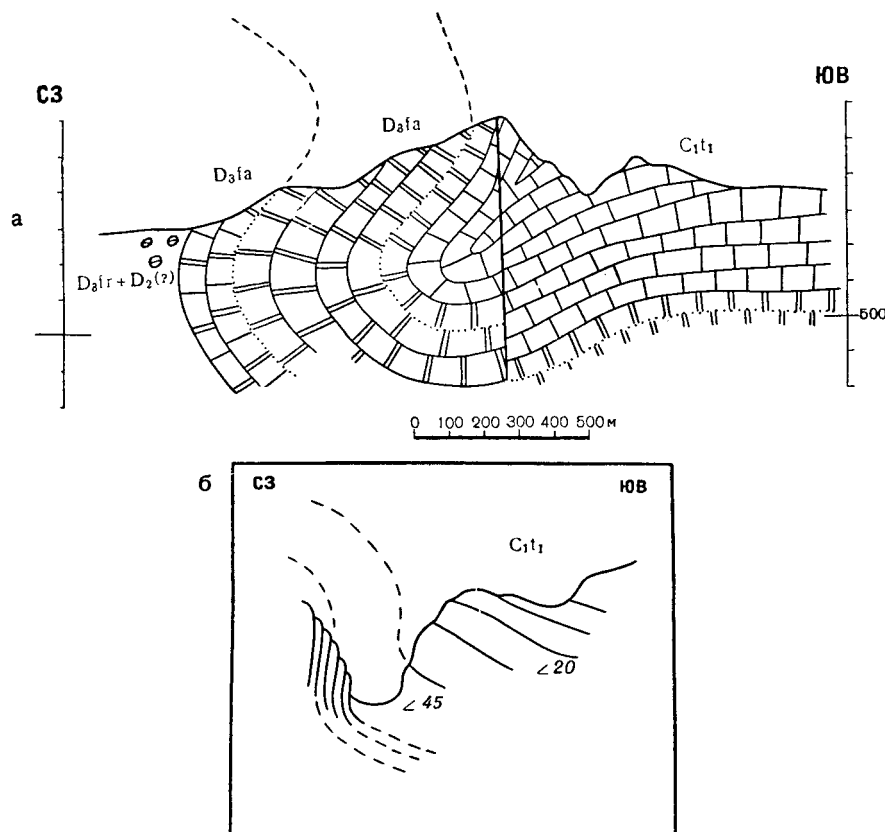
Лучше всего структура ядра выясняется в ур. Хангас, вблизи границы Леонтьевской депрессии со средней частью района. Здесь отчетливо устанавливаются крутые резкие складки в песчаниках и сланцах ордовика, из-под которого в структурно наиболее поднятом участке выходят карбонатные и кремнистые породы среднего и верхнего кембрия. В них прослежены крупные интенсивные складки, опрокидывающиеся к юго-западу и осложненные разрывами. На фоне основных складок с амплитудой до 300 м развиты более мелкие дополнительные дисгармоничные складки.

Следует отметить, что на северо-западе того участка, где видно ядро Акбетской антиклинали, сохранились останцы полого залегающих отложений кожабекской фации и фаменских известняков, слагавших теперь уже размытый пологий свод антиклинали (между реками Кожабек и Чаян).

Северо-восточная граница выходов ядра образована несколькими почти параллельными продольными разрывами. В северо-западной части границы между двумя крупными продольными разрывами, имеющими противоположные направления относительного смещения крыльев, заключен грабен, сложенный фаменскими известняками. Его ширина не превышает 200 м, при длине 8 км. Рядом с грабеном, северо-восточнее него, находится такой же узкий и длинный горст с выходами франско-средне-

девонских красноцветов. Далее к северо-востоку расположена Кызылсанская синклиналь.

Куруджайляуская антиклиналь и Сассыкская синклиналь второго порядка. В месте резкого общего погружения шарнира Акбетской антиклинали все слои наклонены преимущественно на юго-восток. Последовательно можно наблюдать сначала очень плохо обнаженные конгломераты и песчаники кожабекской фации,

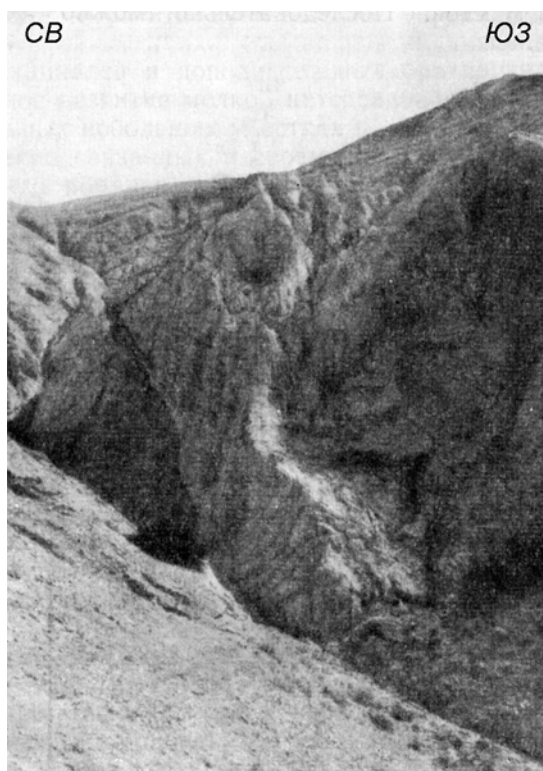


Фиг. 43. Залегание слоев на участках погружения шарнира: а – Акбетской антиклинали; б – Хангасской антиклинали.

а затем фаменские и нижнетурнейские известняки и доломиты. Слоистость последних пород везде хорошо видна. Падение слоев, направленное в общем к юго-востоку, становится все более крутым и в нижних слоях каменноугольных пород оказывается вертикальным, а в ряде мест даже опрокинутым на юго-восток (т. е. слои наклонены на северо-запад). Затем наклон слоев резко выполаживается (фиг. 43). Таким образом, устанавливается большая крутизна погружения шарнира Акбетской антиклинали на юго-восток, происходящего неравномерно. В осевой части антиклинали оно круче, а вблизи крыльев положе. Благодаря этому образовались два крупных структурных носа, осложненных прекрасно обнаженными продольными по отношению к их осям вертикальными сбросами юго-восточного простирания (фиг. 44).

После общего выполаживания слоев на простирании структурных носов видны две крупные коробчатые антиклинали с крутыми крыльями

и пологими сводами. Северо-восточная шириной до 2 км названа Куруджайляуской (см. фиг. 45, а). Юго-западная в значительной мере срезана разрывом, ограничивающим Леонтьевский грабен. Поэтому от нее сохранилось только северо-восточное крыло, выходящее к юго-западу

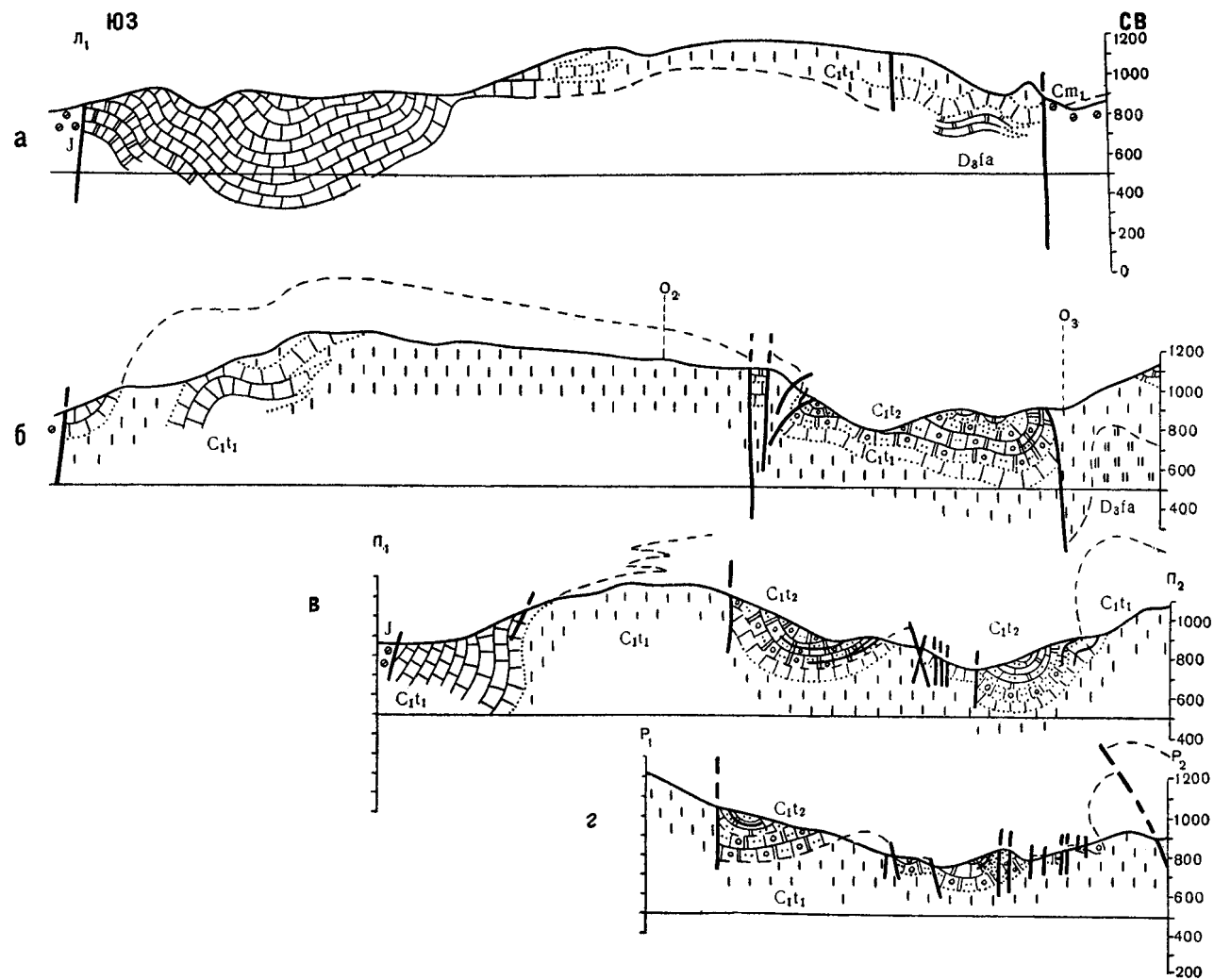


Фиг. 44. Промоина и уступ, образовавшиеся вдоль шва осепродольного вертикального разрыва, поперечного к простиранию слоев на участке погружения шарнира Акбетской антиклинали. На первом плане – доломиты фаменского яруса. Скалистые уступы сложены нижнетурнейскими известняками.

в направлении своего восстания. На простирании того места, где должен был бы располагаться свод данной антиклинали, сейчас обнажаются поднятые по разрыву интенсивные смятые в складки нижнепалеозойские породы ур. Хангас. Ясно, что они образуют горстообразное ядро этой антиклинали (см. фиг. 31), и поэтому ее можно назвать Хангасской.

Между двумя указанными выше антиклиналями расположен структурно пониженный промежуток, названный нами Сассыкской синклиналью.

В трех километрах к юго-востоку от хангасского участка в поле выходов нижнетурнейских известняков тянется полоса с поперечным северо-восточным простиранием слоев. Ее можно проследить далеко на северо-восток до Булакбетской антиклинали. В этой полосе шарниры Хангасской и Куруджайляуской антиклиналей резко погружаются. Эти две антиклинали здесь не только погружаются, но и гаснут.



Фиг. 45. Геологические профили:
 а – через Сассыкскую синклираль; б, в – Куруджайляускую антиклиналь;
 б, в, г – Бозбутацкую синклираль. Условные значения см на фиг. 57.

Юго-восточная периклиналь Куруджайляуской антиклинали хорошо обнажена, и в ее пределах можно различить две частные антиклинали, образующие два самостоятельных переклиналильных окончания. На более северо-восточном периклиналильном окончании падение слоев оказывается весьма крутым — вертикальным и даже опрокинутым на юг. В слоистых известняках часто наблюдается падение на север под углами 60—50 и 40°. В тонкослоистых породах развиты мелкие складки, шарниры которых в одних местах вертикальны, а в других горизонтальны.

Эта периклиналь пересечена двумя крупными разрывными смещениями.

Первый разрыв тянется вдоль юго-западного крыла частной антиклинали по азимуту 340—330°. Юго-восточное окончание разрыва находится внутри Бозбутакской синклинали. Разрыв сечет массивные известняки многочисленными частными поверхностями скалывания с заметной кривизной и преобладающим падением на северо-восток под углами 70—90°. Сливаясь и расходясь, эти поверхности ограничивают крупные линзы. В швах разрывов залегают карбонатные жилы с друзовой текстурой. К зоне разрыва приурочена цепочка крупных карстовых воронок.

Второй разрыв протягивается с юго-востока от Мраморной антиклинали. Он пересекает периклиналь наискось к оси складки. Разрыв обладает гирляндовидной волнистостью простирания, меняющегося от 90 до 120°. Контакт вертикален. Вдоль него фаменские доломиты с нижнетурнейскими массивными серыми известняками, образующими гребень в рельефе, разлинзованы и содержат в швах разрывов карбонатные жилы с друзовой текстурой.

У обоих разрывов подняты северо-восточные крылья.

В гребне из серых массивных известняков между двумя разрывами наблюдаются мелкие смещения с падением 55° по азимуту 25° и 80° по азимуту 215°.

Периклиналильное окончание второй частной антиклинали, входящей в состав Куруджайляуской антиклинали, выражено менее отчетливо. Оно улавливается по залеганию толстослоистых известняков западнее северного окончания Бозбутакской синклинали. Основная часть свода Куруджайляуской антиклинали не поддается изучению вследствие слабой обнаженности и господства массивных однородных пород.

Северо-восточное крыло этой антиклинали устанавливается по редким замерам элементов залегания, показывающим падение на северо-восток. Юго-западное крыло определяется вполне четко. Оно обладает падением на юго-запад под углом 30—40°, местами крыло это более крутое и наклонено под углом 60—70° и даже 90°.

Периклиналильное окончание Хангасской антиклинали выражено весьма отчетливо. Периклиналь имеет коробчатую угловатую форму в плане. На окончании складки слои, простирающиеся на северо-восток, падают весьма круто и местами находятся в опрокинутом залегании с углом падения 75—80°. Непосредственно северо-западнее этого места слои залегают весьма полого, падая на северо-восток под углом 10—20° (см. фиг. 31).

К данной зоне окончаний антиклиналей приурочены необычные широтные и северо-восточные простирания слоев, во многих местах опрокинутых на юг или юго-восток. Кроме того, с ней же связана поперечная полоса интенсивной трещиноватости широтного или северо-восточного простирания. В пределах полосы трещиноватости на северо-востоке находятся упоминавшиеся выше трещины, пересекающие юго-западное крыло Мраморной антиклинали. На юго-восточном окончании Куруджайляуской антиклинали трещины простираются от 260 до 210° при вертикальном

залегании. По трещинам каждого направления слои смещаются на несколько дециметров или метров. К трещинам приурочены карбонатные жилы.

В Бозбутацкой синклинали трещины с простиранием 220° изменяют свое простирание до меридионального. По одной наиболее крупной трещине, имеющей падение на 270° под углом 55° , западное крыло опущено на 6 м. В 20 м западнее по другой трещине, вертикальной с простиранием 350° , западное крыло поднято на 15 м. Затем снова наблюдается меридиональный вертикальный разрыв, западное крыло которого опущено на 3 м.

Трещины с простиранием 260° обычно создают правый горизонтальный отход выходов, но в целом характеризуются вертикальными смещениями в обоих направлениях, т. е. у них бывают подняты как северо-западные, так и юго-восточные крылья.

Коктауская антиклиналь второго порядка. В местах юго-восточных окончаний антиклиналей, ограничивающих Сассыкскую синклинали, нижнетурнейские известняки погружаются настолько сильно, что оказываются гипсометрически ниже уровня их залегания в оси Сассыкской синклинали. В результате этого Сассыкская синклинали по простиранию переходит к юго-востоку в антиклиналь, несмотря на то, что вдоль ее оси известняки продолжают лежать на одном и том же уровне. Эта новая антиклиналь была названа Коктауской. Она имеет резко выраженную коробчатую форму и осложнена на крыльях разрывами (см. фиг. 45, б, в). Наиболее сильно осложнено ее северо-восточное крыло, с которого мы начнем описание антиклинали.

На северо-восточном крыле вблизи северной части Бозбутацкой синклинали обнажаются массивные нижнетурнейские известняки, в которых элементы залегания не видны. Однако в нижней части крыла удастся проследить поверхность пологого надвига, падающего по азимуту 250° под углом около $10-20^\circ$. Амплитуда перемещения по этому надвику, исходя из рассмотрения участков, прилегающих к его окончаниям, измеряется несколькими десятками метров, вряд ли приближаясь к 100 м. Кроме того, крыло рассекается многочисленными косыми мелкими разрывами, среди которых большое значение имеют разрывы и трещины с простиранием около $300-315^\circ$. В северной части крыла преобладают разрывы с простиранием 315° . Для всех этих разрывов характерно правое горизонтальное смещение выходов различных пород на $0,5-30$ м. Поверхности разрывов обычно наклонены на северо-восток. Разрывы прослеживаются в пределы Бозбутацкой синклинали. Учитывая, что массивные известняки в целом на данном участке подрезаны надвигом, падающим к западу, следует думать, что правое горизонтальное смещение выходов известняков указывает на опускание северо-восточных крыльев. На одном таком разрыве, падающем под углом 40° по азимуту 55° , наблюдались штрихи в двух направлениях: по падению и наискось по азимуту 135° , т. е. почти по простиранию.

Вторая группа косых вертикальных разрывов характеризуется простираниями $240-250^\circ$ и также правыми смещениями; правда, среди них встречаются разрывы и с левыми смещениями.

В северной части крыла наблюдаются меридиональные разрывы с левыми смещениями выходов.

Перечисленные группы косых разрывов могут быть сопоставлены с разрывами Центрально-Бозбутацкой антиклинали. Разрывы юго-восточного простирания фактически относятся к группе продольных (к упомянутой антиклинали), хотя они постепенно изменяют свое простирание. Важно, что эта группа разрывов несет на себе следы смещения по про-

стиранию. Разрывы с северо-восточным простиранием относятся к группе поперечных (к этой же антиклинали).

Напротив средней части Бозбутацкой синклинали на участке погружения шарнира, на изогнувшемся северо-восточном крыле Коктауской антиклинали в скалистых уступах видны тонкослоистые известняки верхней части нижнетурнейского разреза, с общим падением на юго-восток $110\text{—}125^\circ$ под углом 60° . На фоне этого падения слои образуют мелкие складки с горизонтальными шарнирами и местами находятся в перевернутом залегании.

К участку, на котором видны складки, из Бозбутацкой синклинали подходит пучок продольных разрывов первой группы, осложняющих Центрально-Бозбутацкую антиклиналь. Разрывы пересекают крыло Коктауской антиклинали, по простиранию от 270 до 360° . Простирание изменяется вследствие волнистости разрывов. Общее среднее их простирание 315° . В швах разрывов залегают карбонатные жилы $5\text{—}30$ см с друзовой текстурой. На поверхности разрывов заметны крупные волнообразные борозды, вытянутые вдоль простирания. Отдельные поверхности разрывов сливаются, вырезая линзовидные тела из известняков.

Далее к юго-востоку, после некоторого погружения шарнира Коктауской антиклинали, продолжает отмечаться северо-восточное падение известняков. Здесь крыло осложняется несколькими крутыми продольными взбросами с поднятыми юго-западными крыльями. Контакты вертикальны или круто падают на юго-запад. Типичное простирание 315° . Особенно хорошо виден разрыв, отделяющий породы ашасайской фации от узун-тасских известняков. В его шве залегают слоистые жилы крупнокристаллических красновато-бурых карбонатов с друзовой текстурой (фиг. 46).

Юго-западнее рассмотренного крыла, на своде Коктауской антиклинали, слои залегают весьма полого, падая под углом 10° по азимуту 200° .

На крутом скалистом юго-западном уступе горы Коктау около бровки начинается юго-западное крыло Коктауской антиклинали. Слоистые известняки здесь падают на юго-запад под углом $30\text{—}45^\circ$. В нижней части уступа падение становится все более крутым, угол падения достигает $70\text{—}90^\circ$, а местами видно перевернутое залегание с падением на северо-восток под углом 70° .

В уступе развиты крупные трещины, пересекающие его и не совпадающие со слоистостью. Они вертикальны или падают на юго-запад под углом от 90 до 70° . По морфологическим особенностям, условиям залегания и наличию в них жил крупнокристаллических карбонатов эти трещины аналогичны разрывам продольной группы северо-восточного крыла Коктауской антиклинали.

В пределах крайней юго-восточной части Коктауской антиклинали отчетливо видно периклинальное залегание узунтасских известняков.

Охарактеризованные выше соотношения между различными тектоническими разрывами, осложняющими Коктаускую антиклиналь, позволяют осветить общую последовательность образования разрывов, развитых на значительном участке, охватывающем Коктаускую антиклиналь, Бозбутацкую синклиналь и Мраморную антиклиналь.

Поскольку все разрывы срезают не только крупные, но и мелкие дополнительные складки, приходится думать, что мелкая складчатость возникла на ранних стадиях формирования крупных антиклиналей (I этап) (фиг. 47).

В первую очередь среди разрывов образовались пологие надвиги, падающие на северо-восточном крыле Коктауской антиклинали на запад под углом $10\text{—}20^\circ$. Надвиги ограниченно распространены и срезают мелкие дисгармоничные складки (II этап) (фиг. 48).

Во вторую очередь образовались продольные разрывы, обладающие юго-восточным простиранием на севере и меридиональным на юге Центрально-Бозбутацкой антиклинали. Во внутренней части образуемой ими

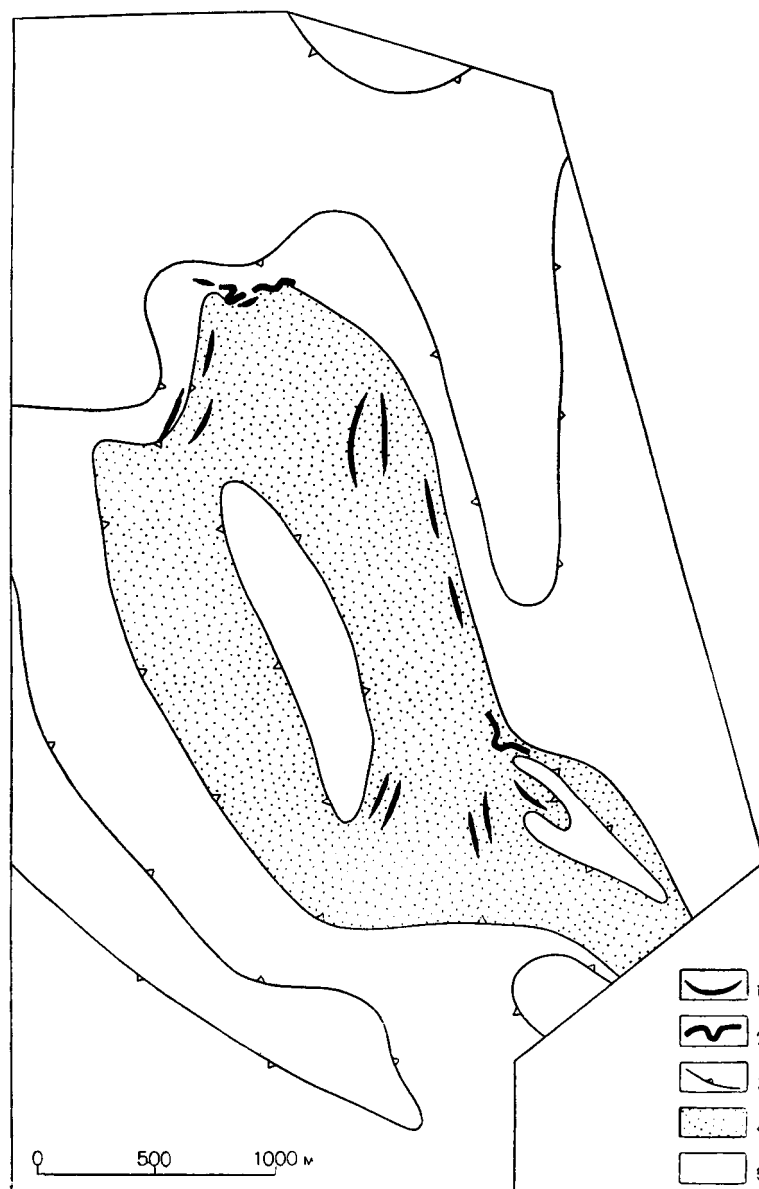


Фиг. 46. Мощная карбонатная жила с друзовой текстурой в шве вертикального разрыва.

дути разрывы круто падают на юго-запад, а во внешней части дуги — на северо-восток под углом всего лишь 40° . Основное перемещение по этим разрывам было сбросовым или взбросовым. Горизонтальные борозды, иногда наблюдаемые в швах этих нарушений, свидетельствуют о том, что были второстепенные, вероятно, последующие горизонтальные перемещения (III этап) (фиг. 49).

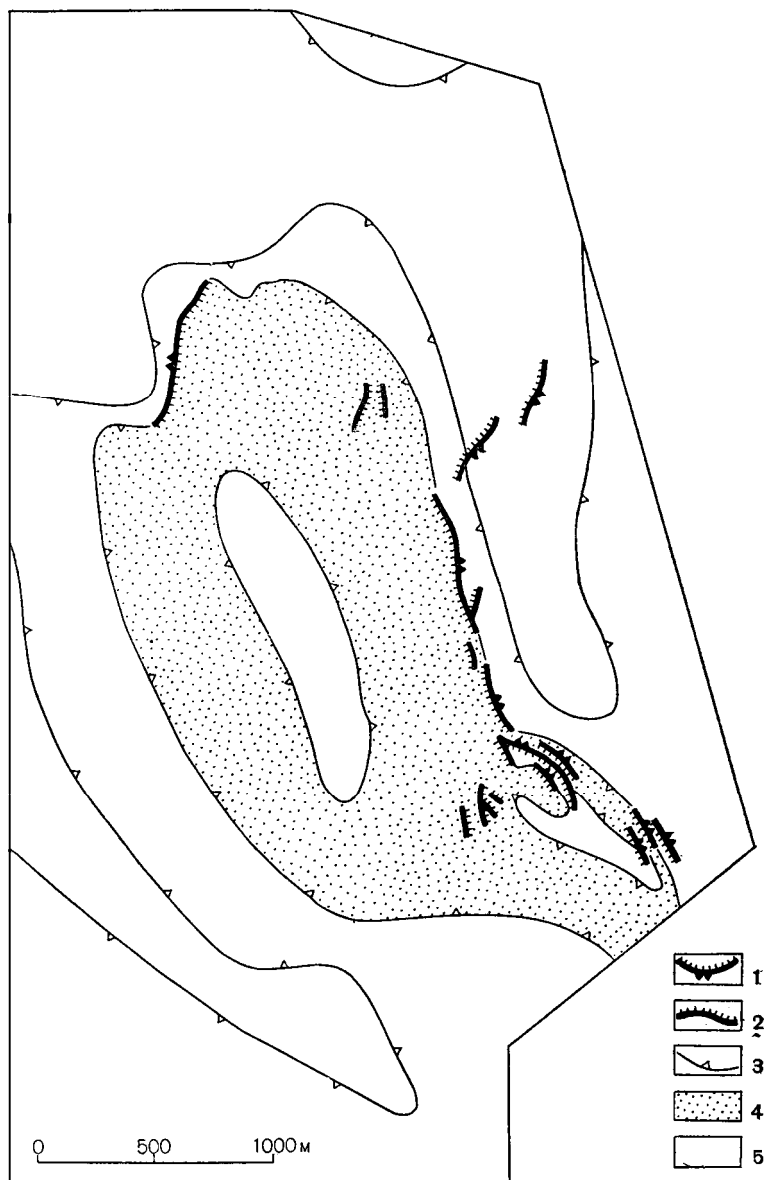
В третью очередь возникли поперечные разрывы, идущие почти под прямым углом к предыдущим; их простирание широтное или северо-восточное. Среди них, по-видимому, есть разрывы с противоположным направлением перемещения (левые и правые смещения выходов). Господствующим было вертикальное перемещение (IV этап) (фиг. 50).

Поскольку неизвестно, когда происходило горизонтальное перемещение по швам продольных разрывов и не исключена возможность, что это было после возникновения поперечных, мы должны допускать некоторую вероятность существования четвертой стадии движений, заключавшейся в горизонтальных перемещениях по ранее созданным пересекающимся поверхностям крутопадающих разрывов (V этап) (фиг. 51).



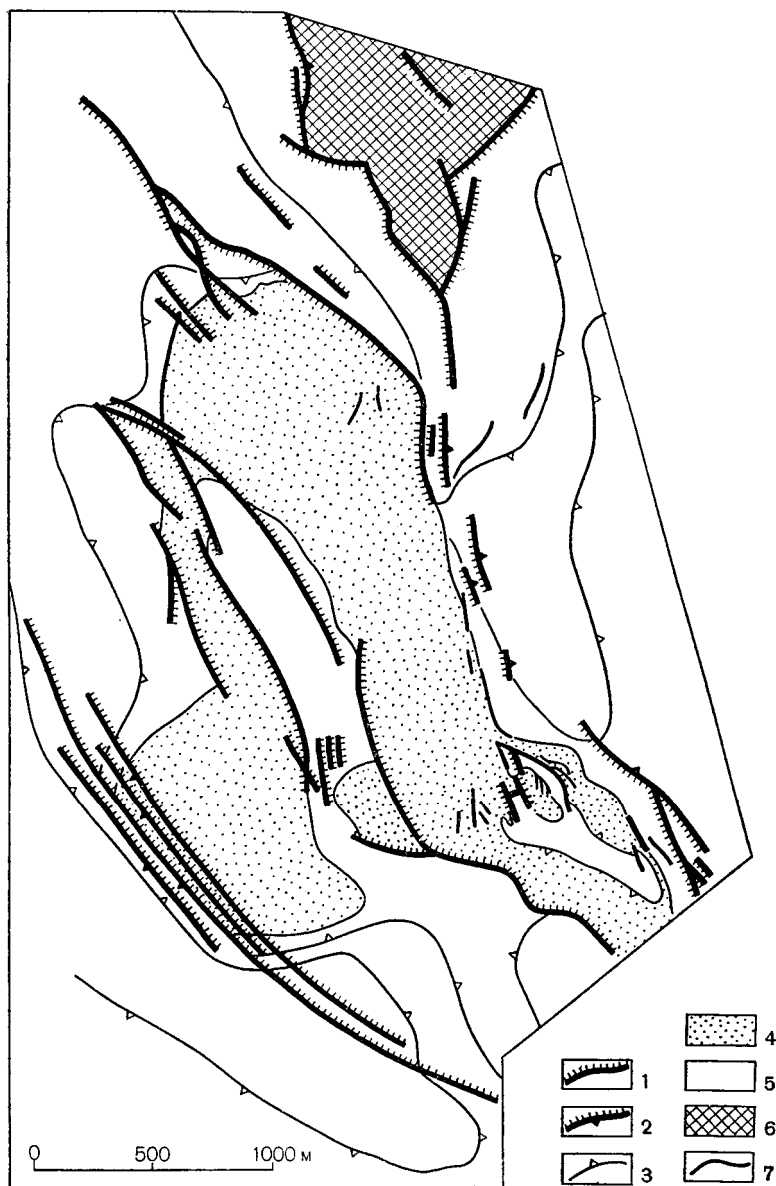
Фиг. 47. Первый этап осложнения структуры Бозбутацкой синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование дополнительной дисгармоничной складчатости:

1 — складки с горизонтальными шарнирами; 2 — складки с шарнирами, параллельными падению слоев; 3 — условные стратоизогипсы; 4 — верхнетурнейские отложения; 5 — нижнетурнейские отложения



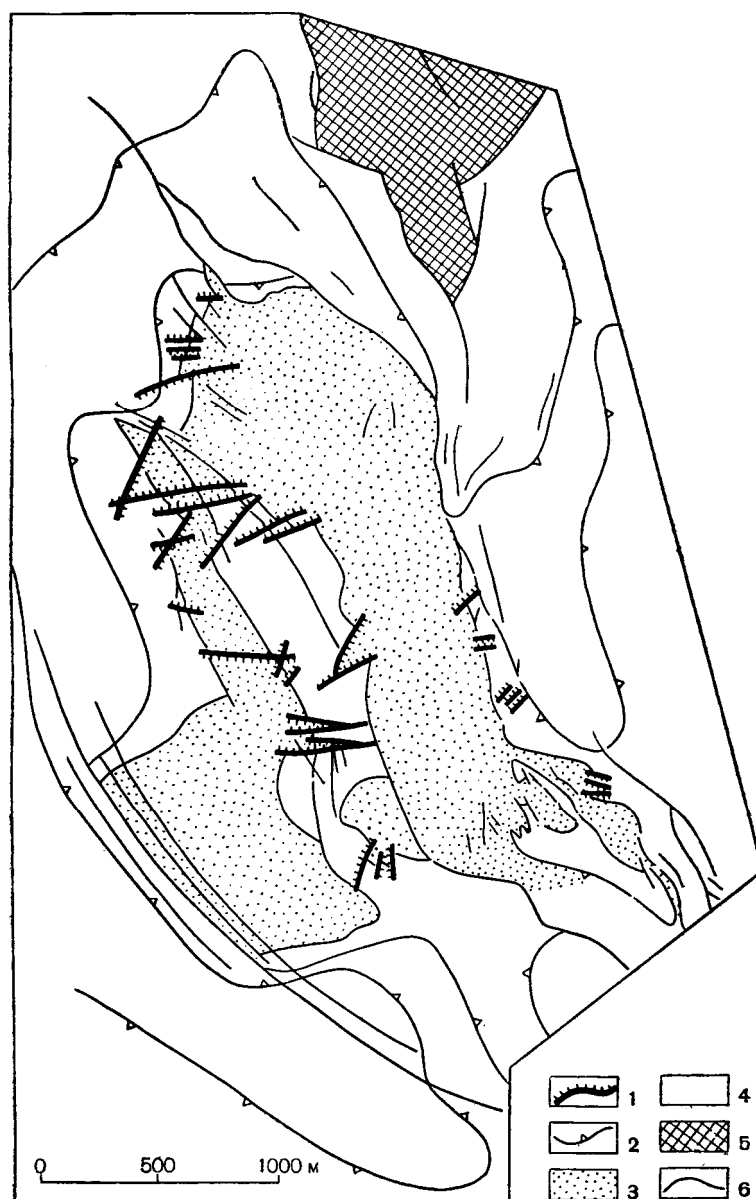
Фиг. 48. Второй этап осложнения структуры Бозбутацкой синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование пологих надвигов и взбросов:

1 — пологие надвиги (штрихи стоят на опущенных крыльях); 2 — взбросы; 3 — условные стратоизогипсы; 4 — верхнетурнейские отложения; 5 — нижнетурнейские отложения.



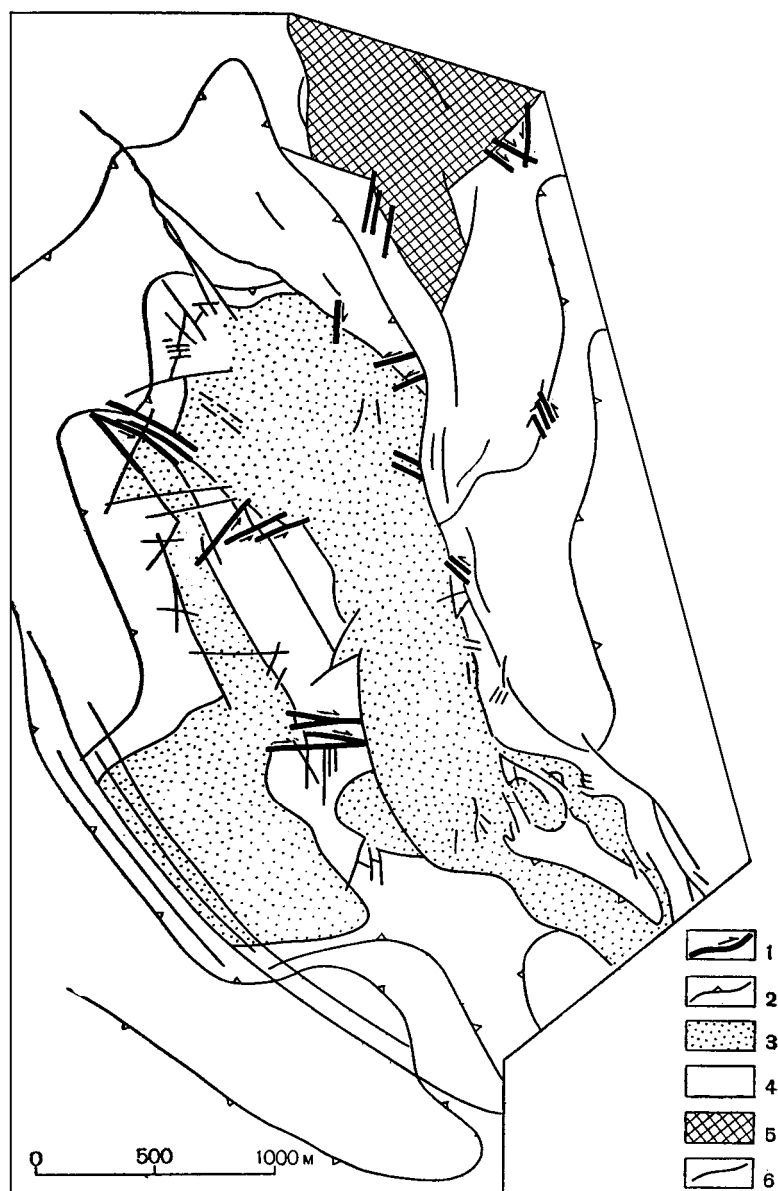
Фиг. 49. Третий этап осложнения структуры Бозбутагской синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование продольных взбросов и сбросов:

1 — вертикальные взбросы и крутые сбросы; 2 — взбросы; 3 — условные стратоизо-гипсы; 4 — верхнетурнейские отложения; 5 — нижнетурнейские отложения; 6 — нижний кембрий; 7 — более древние разрывы.



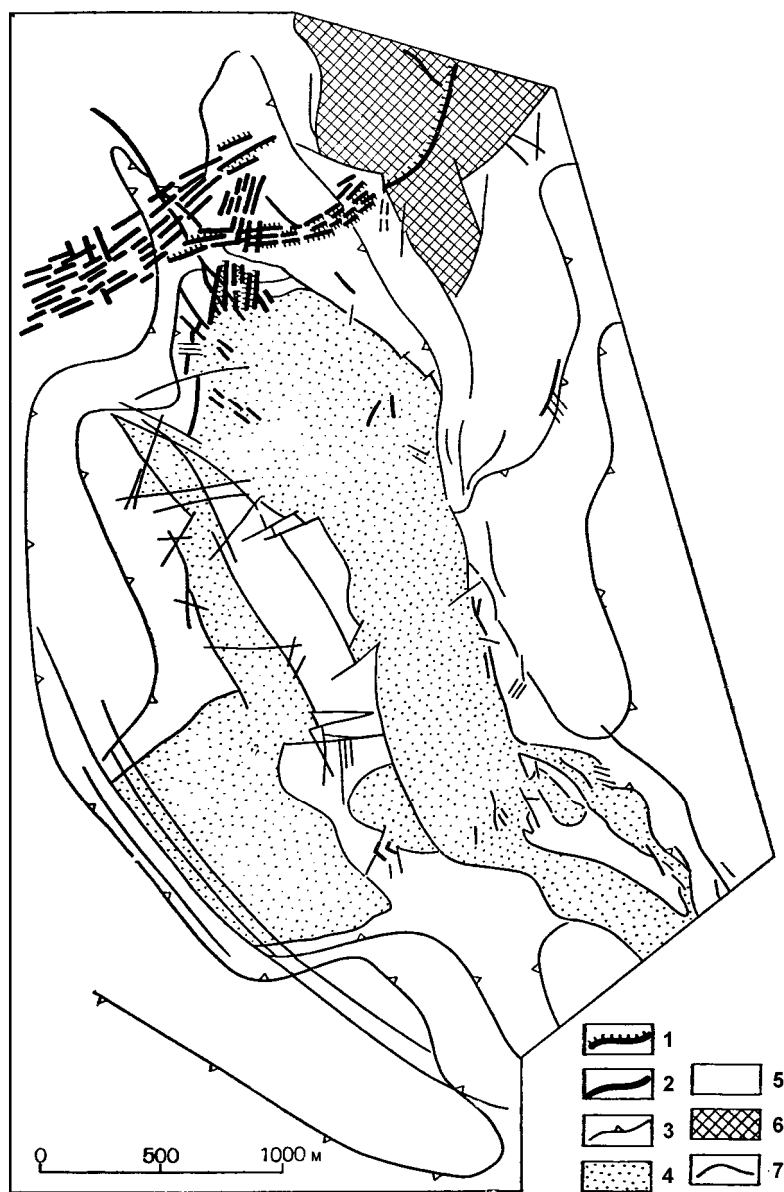
Фиг. 50. Четвертый этап осложнения структуры Бозбутацкой синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование косых и поперечных взбросов и сбросов:

1 — вертикальные взбросы и сбросы; 2 — условные стратоизогипсы; 3 — верхнетурнейские отложения; 4 — нижнетурнейские отложения; 5 — нижний кембрий; 6 — более древние разрывы.



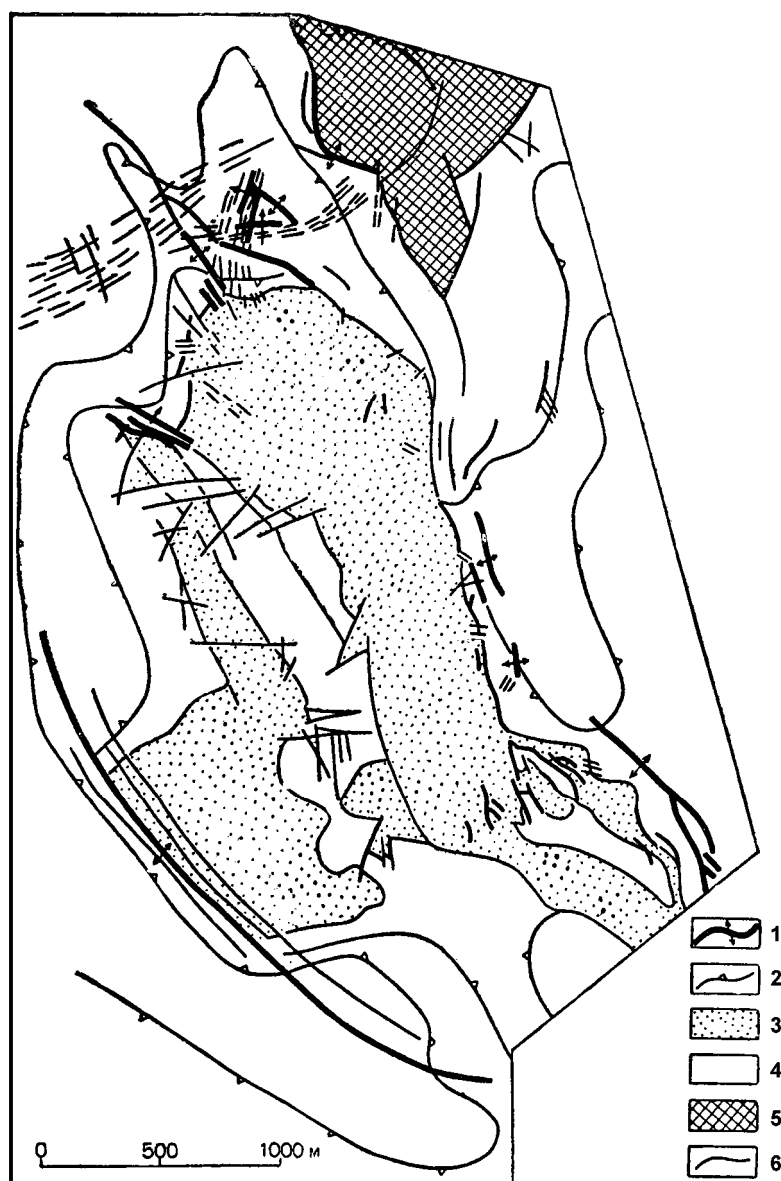
Фиг. 51. Пятый этап осложнения структуры Бозбутакской синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование косых сдвигов и сдвиговые смещения по благоприятно ориентированным более древним разрывам:

1 — сдвиги и участки более древних разрывов, на которых установлены признаки сдвига; 2 — условные стратоизогипсы; 3 — верхнетурнейские отложения; 4 — нижнетурнейские отложения; 5 — нижний кембрий; 6 — более древние разрывы.



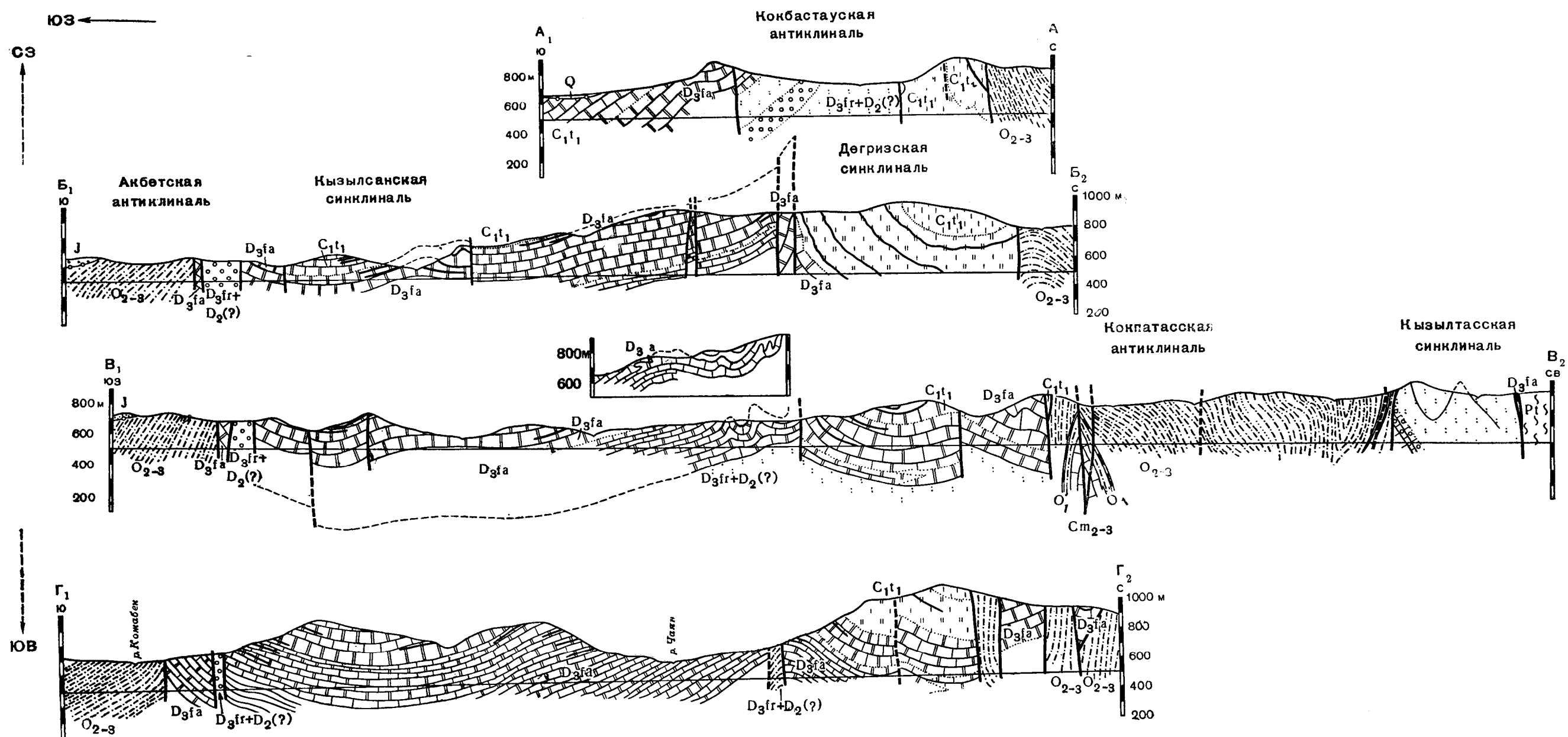
Фиг. 52. Шестой этап осложнения структуры Бозбутацкой синклинали и окружающих ее антиклиналей — образование взбросов и сбросов, продольных и поперечных по отношению к общему поперечному перегибу основных складок:

1 — вертикальные взбросы и сбросы (штрихи стоят на опущенных крыльях); 2 — разрывы с неустановленным направлением смещения; 3 — условные стратоизо-гипсы; 4 — верхнетурнейские отложения; 5 — нижнетурнейские отложения; 6 — нижний кембрий; 7 — более древние разрывы.



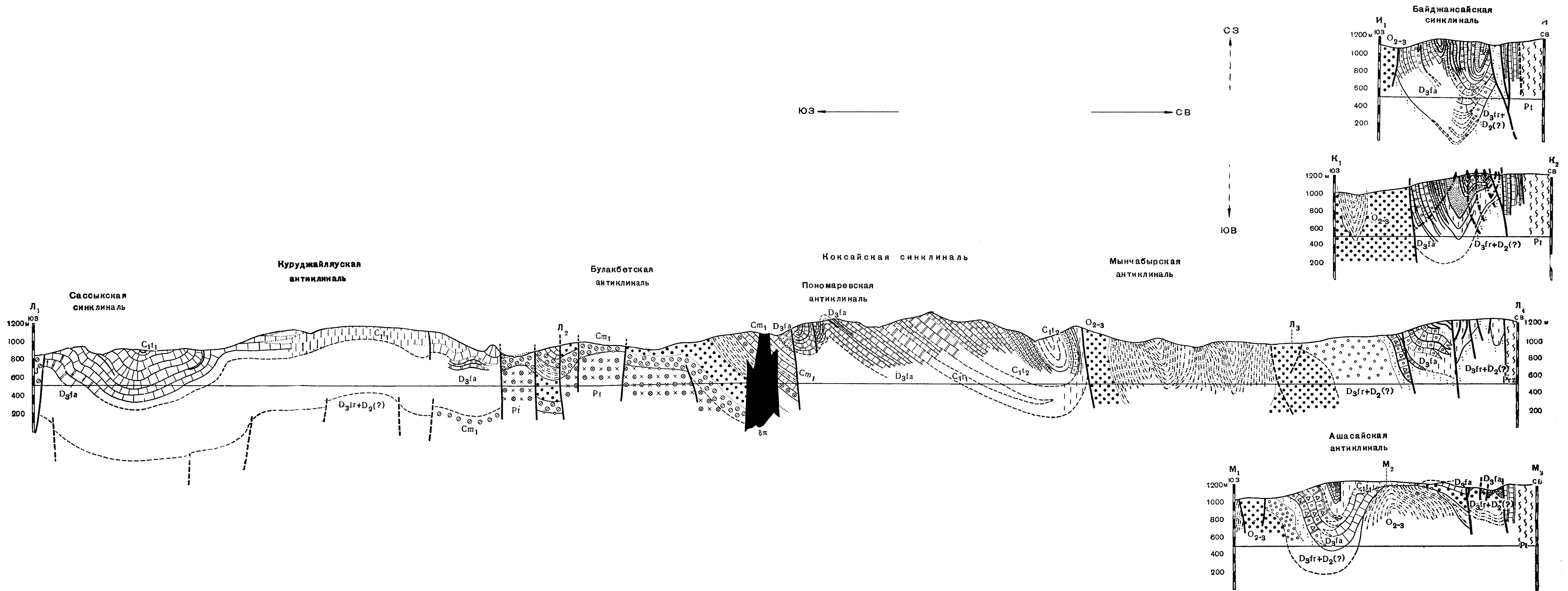
Фиг. 53. Седьмой этап осложнения структуры Бозбутакской синклинали и окружающих ее антиклиналей — раздвигание различных по возрасту разрывов:

1 — раздвиги; 2 — условные стратоизогипсы; 3 — верхнетурнейские отложения; 4 — нижне-турнейские отложения; 5 — нижний кембрий; 6 — более древние разрывы.

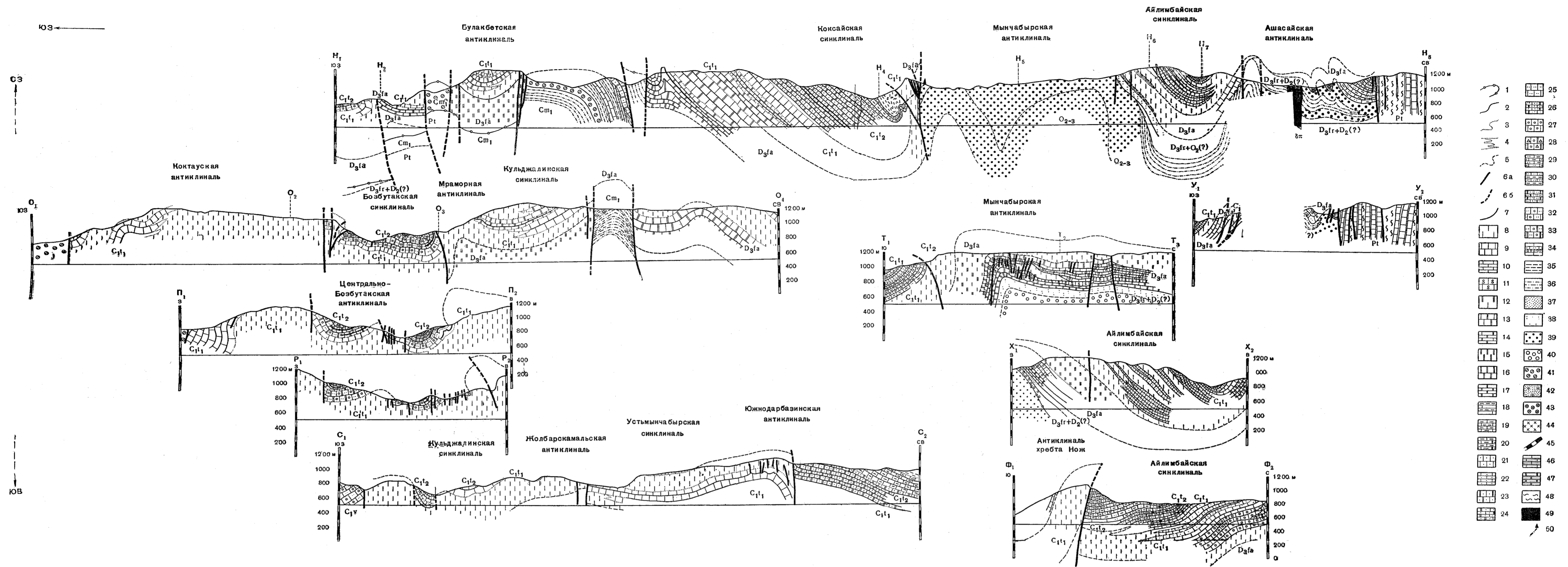


Фиг. 54. Геологические профили северо-западной части Баджансайского антиклинория.
 Сост. И. В. Александров, Л. В. Беляков, М. В. Гзовский, М. С. Пичугин, М. М. Страчков, Е. П. Успенский.

Горизонтальный масштаб равен вертикальному. Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей – на фиг. 4.



Фиг. 56. Геологические профили юго-восточной части Баджансайского антиклинория.
 Сост. И. В. Александров, Л. В. Беляков, М. В. Гзовский, М. С. Пичугин, М. М. Страчков, Е. П. Успенский.
 Вертикальный масштаб равен горизонтальному.
 Условные обозначения см. на фиг. 57; линии профилей - на фиг. 4.



Фиг. 57. Геологические профили юго-восточной части Байджансайского антиклинория (продолжение фиг. 56).
Сост. И. В. Александров, Л. В. Беляков, М. В. Гзовский, М. С. Пичугин, М. М. Страчков, Е. П. Успенский.
Горизонтальный масштаб равен вертикальному, линии профилей - ни фиг. 4

Четвертичная система - Q ; юрская система - J ; герцинские интрузии диорит-порфиритов и диоритов; визейский ярус - C_{1v} ; верхняя часть турнейского яруса - C_{1t_2} ; нижняя часть турнейского яруса - C_{1t_1} ; фаменский ярус - D_{3fa} ; франкий ярус и средний (?) отдел девонской системы - $D_{3fr} + D_2(?)$; верхний и средний ордовик - $O_{2,3}$; нижний ордовик - O_1 ; верхний и средний кембрий - $C_{m_{2,3}}$; средний кембрий - C_{m_2} ; нижний кембрий - C_{m_1} ; протерозой - Pt ; 1 - подошва отложений, залегающих на нижеследующих с несогласием; 2 - граница при резком литологическом переходе от одних отложений к другим; 3 - граница при постепенном литологическом переходе от одних отложений к другим; 4 - постепенное фаціальное замещение одних отложений другими; 5 - предполагаемое положение границы; 6 - тектонические разрывы: а - точно установленные, б - предполагаемые; 7 - маломощные опорные слои различного состава;

(8-49) - литологические обозначения:
известняки:
8 - массивные и толстослоистые,
9 - среднеслоистые,
10 - тонкослоистые,
11 - среднеслоистые водорослевые и комковатые;
известняки и доломиты:
12 - массивные и толстослоистые,
13 - среднеслоистые,
14 - тонкослоистые;

доломиты:
15 - массивные и толстослоистые,
16 - среднеслоистые,
17 - тонкослоистые;

18 - известковистые сланцы и весьма тонкослоистые глинистые известняки; 19 - чередование тонкослоистых известняков, мергелей и глинистых сланцев; 20 - тонкослоистые известняки, доломиты и мергели;

алевритовые известняки с прослоями известняковых песчаников:
21 - среднеслоистые,
22 - тонкослоистые;

алевритовые известняки и известково-доломитовые породы с прослоями известковистых песчаников:
23 - среднеслоистые,
24 - тонкослоистые, а также тонкослоистые, чередующиеся с массивными;

25 - среднеслоистые песчаные известняки и известковистые песчаники; 26 - тонкослоистые песчаные известково-доломитные породы; 27 - конгломераты из обломков известняков и доломитовых известняков, цемент - карбонатный; 28 - конгломерато-брекчии из обломков различных карбонатных пород, цемент - песчано-карбонатный; 29 - тонкослоистые известняки и мергели с прослоями глинистых сланцев и песчаников; 30 - переслаивание известняков, аргиллитов и разноцветных песчаников; 31 - тонкослоистые известняки и доломиты с прослоями песчаников и глинистых сланцев; 32 - известняковые конгломераты, известковистые пес-

чаники и известняки, местами с доломитовыми известняками; 33 - известняки и доломиты с прослоями песчаников и конгломератов из обломков карбонатных пород; 34 - чередование известняковых конгломератов, известковистых песчаников и весьма тонкослоистых известняков; 35 - алевритовые в глинистые сланцы, 36 - переслаивание песчаников алевритовых и глинистых сланцев; 37 - тонкослоистые известковистые песчаники с прослоями песчаных известняков; 38 - красные и зеленые преимущественно аркозово-кварцевые песчаники; 39 - полимиктовые и туфогенные песчаники; 40 - конгломераты, преимущественно красноватые, из обломков разнообразных изверженных пород и песчаников; 41 - конгломераты из обломков разнообразных пород; 42 - полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, переходящие в известняки и конгломераты с обломками разнообразных пород; 43 - конгломераты из обломков кислых эффузивных пород; 44 - кислые эффузивные породы; 45 - кремнистые породы и углито-кремнистые сланцы; 46 - мраморизованные известняки; 47 - мраморовидные перекристаллизованные доломиты; 48 - тальково-хлоритово-серицитовые сланцы; 49 - диорит-порфириты; 50 - проекции буровых скважин.

Наконец, разрывы второго и третьего поколения (III и IV этапы) содержат в своих швах карбонатные жилы весьма крупнокристаллической структуры и друзовой текстуры. Кристаллы располагаются перпендикулярно стенкам швов, образуя много наросших один на другой слоев. Несмотря на расположение перпендикулярно швам, кристаллы совершенно целы. Это с полной очевидностью показывает, что во-первых, швы при образовании этих жил многократно раскрывались, увеличивая ширину полости и, во-вторых, при формировании этих жил, а также и в дальнейшем не происходило никаких перемещений, параллельных поверхностям разрывов. Такие же жилы имеются в крупных трещинах поперечной зоны интенсивной трещиноватости. Следовательно, можно допустить, что раскрытие разрывов и образование жил произошло после развития поперечной зоны трещиноватости (VI и VII этапы) (фиг. 52, 53).

Распространенность разрывов на большой площади показывает, что нарушения связаны не только с Бозбутацкой синклиналью. Дугообразный изгиб простираний разрывов, преимущественное поднятие крыльев, приближенных к Куруджайляуской антиклинали, и, наконец, общая приуроченность разрывов к ее окончанию указывают на значительное влияние этой антиклинали на рост разрывов.

Нижне-Бозбутацкая антиклиналь второго порядка. Юго-восточнее окончания Коктауской антиклинали расположена брахиантиклинальная складка. Главная особенность этой складки, имеющей всего лишь 2,5 км в длину и 1,5 км в ширину, заключается в весьма интенсивном развитии крутых тектонических разрывов, по которым ядро антиклинали поднято вверх и образует горст.

Ядро антиклинали сложено плохо обнаженными зелеными и красноцветными тонкослоистыми, глинистыми и алевролитовыми сланцами и песчаниками, которые мы относим к верхней части франско-среднедевонских (?) отложений. Они подстилают карбонатные фаменские породы. Изолированность этого выхода от основных полей развития франско-среднедевонских (?) отложений не дает возможности настаивать на точности нашего определения возраста пород, залегающих в ядре.

Основываясь на редких обнажениях, можно думать, что в ядре слои залегают в общем круто и образуют антиклиналь западно-северо-западного простирания. Разрывы, ограничивающие ядро, видны плохо, но там, где они уходят на северо-запад и юго-восток в пределы крыльев складки, уверенно устанавливается их, в общем, вертикальное положение. Вокруг ядра обнажаются массивные известняки верхней части нижнетурнейского разреза, а также ашасайская верхнетурнейская фация. В этих породах также сильно развиты крупные вертикальные разрывы. В швах разрывов со сбросовым перемещением часто встречаются карбонатные крупнокристаллические жилы с друзовой текстурой.

Глава 11

ЛЕОНТЬЕВСКИЙ ГРАБЕН

Строение Леонтьевского грабена мы не изучали. Северо-западная половина границы Леонтьевского грабена с Байджансайским антиклинорием плохо обнажена и проведена приблизительно. Вдоль нее легко размывающиеся юрские песчаники контактируют с так же легко размывающимися песчаниками и алевролитовыми сланцами ордовикского возраста.

В пределах среднего отрезка границы наблюдается пологое падение юрских конгломератов на юго-запад в сторону оси грабена. Весьма прямая линия контакта палеозойских известняков с юрскими конгломератами подчеркивает простоту строения зоны разрывов, ограничивающих грабен на этом участке. Разрывы, ограничивающие грабен, здесь не видны, так как они перекрыты делювиальным плащом.

Около основного разрыва, ограничивающего грабен, юрские слои залегают вертикально или круто падают на юго-запад. С удалением от разрыва угол падения слоев быстро выполаживается.

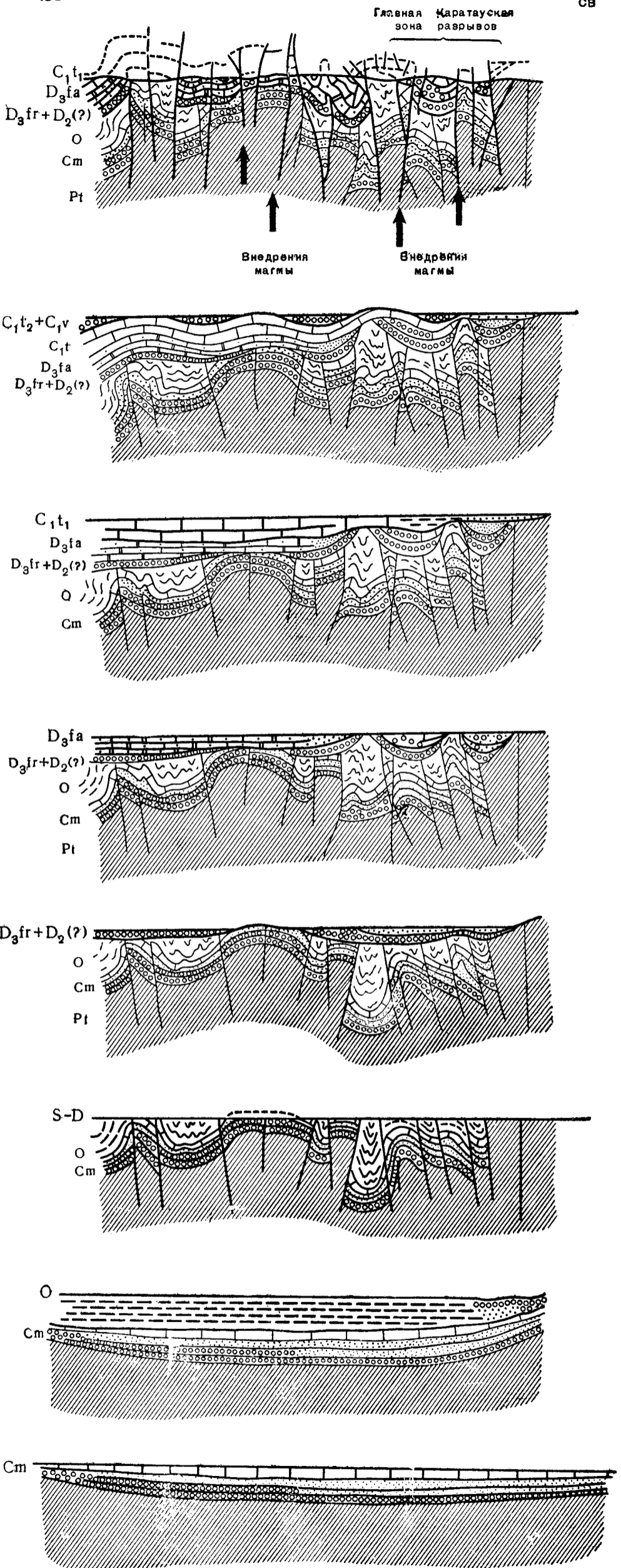
В осевой части грабена в долине известны выходы массивных нижнетурнейских известняков и визейских конгломератов, обусловленные узкими горстами, осложняющими внутреннюю структуру грабена.

*Глава 12***СТРУКТУРА БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

В результате проведенных исследований существенно изменены представления о стратиграфии и тектонике Байджансайского района — расчленен разрез нижнего палеозоя, выявлены различные фации в среднем палеозое, опровергнуты представления о покровно-сдвиговой тектонике района, установлена большая длительность роста основных складок. Значительное отличие наших представлений от заключений предыдущих исследователей (В. Ф. Беспалова, В. В. Галицкого, Л. И. Каплун, Е. Д. Чехович и др.) мы объясняем сложностью геологического строения района, для расшифровки которого потребовались усилия многих геологов на протяжении двадцати пяти лет. Каждый следующий исследователь, опираясь на все сделанное предыдущими, получал дополнительные факты, заставлявшие его усложнять и изменять выводы своих предшественников. Кроме того, в течение этого периода изменялись многие общие геологические представления и методы изучения тектоники. Мы надеемся, что в ближайшее время будущие исследователи также внесут новое в геологию Байджансайского района — расчленят на части разрез среднего и верхнего ордовика, выделят и проследят выходы этренских слоев, уточнят положение границы нижней и верхней частей турнейского яруса, возможно, пересмотрят возраст пород в некоторых выходах кремнистых и карбонатных отложений и уточнят геологическую карту нескольких плохообнаженных участков. Однако мы думаем, что основные наши представления по стратиграфии и тектонике останутся в силе.

Основываясь на достоверных заключениях по геологии района, можно сделать ряд выводов, имеющих значение для понимания не только его тектоники, но и тектоники всего Каратау.

Байджансайский антиклинорий представляет совокупность складок и разрывов, тесно связанных между собой. Нами отмечаются три полосы крупных антиклинальных складок, расположенных в виде трех дуг, в общем параллельных Главной Каратауской зоне разрывов. На западе изученного района складки, как и разрывы, имеют широтное простирание. На востоке района они тянутся в юго-восточном направлении. В направлении вкрест этого главного общего простирания интенсивность складчатости увеличивается по мере приближения к Кокджотскому горсту. Синклинали становятся уже. Крылья антиклиналей сильнее



Фиг. 60. Схема формирования структуры Байджансайского антиклинория

опрокидываются в разные стороны. Наиболее развита мелкая дополнительная складчатость на северо-восточных крыльях крупных антиклиналей. По направлению на северо-восток интенсивность дополнительной складчатости увеличивается (фиг. 54, 55, 56, 57).

Если пытаться подметить, в какую сторону происходит наибольшее опрокидывание крупных складок и перемещение висячих крыльев взбросов в карбонатных толщах среднего палеозоя, то скорее можно говорить о северо-восточном, нежели о юго-западном направлении.

Складки. Рассматривая отдельные крупные линейно вытянутые антиклинали, мы отмечали, что они отчетливо распадаются на отдельные брахиантиклинальные поднятия. Кроме того, на периферии антиклинория имеются изолированные четко выраженные брахиантиклинали длиной от 2,5 до 4 км и шириной около 2 км (Ашасайская, Кокбастауская, Нижнебозбутацкая, см. фиг. 4, 31).

Вследствие того, что крупные линейные антиклинальные складки представляют цепочки из брахиантиклиналей, в осевых частях линейных складок прослеживаются участки структурных седловин (Иректауская, Кожабекская, см. фиг. 4, 31).

Обращаясь к особенностям морфологии отдельных крупных складок, мы констатировали общее различие в залегании слоев на разных стратиграфических уровнях, т. е. в разных структурных этажах. В ядрах антиклиналей нижнепалеозойские слои алевролитовых сланцев, песчаников, конгломератов и карбонатных пород в общем интенсивно дислоцированы. Встречаются изоклинальные линейные складки. Осевые поверхности этих складок крутые, чаще опрокинутые на юго-запад, нежели на северо-восток. Однако имеется несколько участков с пологим залеганием нижнепалеозойских слоев, причем в этих местах различие в элементах залегания нижнего и среднего палеозоя незначительное. В вышележащих франско-среднедевонских породах и в фаменских и турнейских осадках в Байджансайском районе в общем господствуют иные формы залегания слоев.

Основной структурный фон представляют крупные коробчатые складки, простирание которых не везде совпадает с простиранием складок в нижнем палеозое. Местами антиклинали в среднем палеозое пространственно совпадают с антиклиналями же и в нижнем палеозое, однако, во многих случаях такого прямого соответствия нет (Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь). Своды антиклиналей в среднепалеозойских отложениях обычно широкие и плоские. Крылья крутые с небольшим опрокидыванием в стороны синклиналей, окружающих антиклинали. На участках погружения шарниров складок крылья опрокидываются в направлении общего простирания складчатости.

Коробчатость основных складок, образуемых фаменскими и турнейскими слоями, проявляется не только в разрезе, но и в плане. Из-за резких изменений гипсометрического уровня залегания слоев своды крупных складок имеют ступенчатый характер. Особенно хорошо это видно на Акбетской антиклинали. Вследствие резкого поднятия отдельных складок или их частей по отношению к соседним участкам на простирании осей антиклиналей располагаются синклинали. Так, например, Сассыкская синклиналь является продолжением Коктауской антиклинали.

После резких погружений шарниров крупных антиклиналей на линиях простирания их крыльев часто наблюдаются антиклинальные складки. Между последними находятся синклинали, лежащие на продолжениях тех крупных антиклиналей, шарниры которых испытали резкое погружение. Такие своеобразные соотношения отмечаются на окончаниях. Симба-

сайской, Булакбетской, Мынчабырской и Ашасайской антиклиналей (см. фиг. 4, 31).

Переходя от каменноугольных и фаменских пород к залегающим стратиграфически ниже франско-среднедевонским отложениям внутри средне-палеозойского структурного этажа, мы должны констатировать сохранение общего плана складчатости. Основные антиклинали и синклинали располагаются на тех же местах, где они отмечались и в вышележащих фаменских и каменноугольных породах. Общие контуры главных складок почти не изменяются. Однако в деталях изменения оказываются значительными и имеют различный характер. Эти изменения определяются различиями литологического состава обоих стратиграфических комплексов.

Обычно весь разрез франско-среднедевонских отложений Байджансайского района представлен слабослоистыми песчаниками, конгломератами и, отчасти, алевролитами. В фаменском ярусе господствуют карбонатные породы с хорошо развитой слоистостью. При таком сочетании литологии складчатость во франско-среднедевонских отложениях более простая, чем в фаменских отложениях. Этот тип изменений обычен для всего Большого Каратау и многократно отмечался рядом исследователей (Н. А. Бубличенко, И. И. Машкара, В. В. Галицким, В. В. Бронгулеевым, В. В. Эзом и др.). Лишь возле юго-западной границы района, где в верхней части франского яруса залегают аргиллиты с тонкой слоистостью, а в фаменском и, особенно, в нижней части турнейского яруса широко развиты толстослоистые и даже массивные карбонатные породы, с глубиной происходит не ослабление, а усиление складчатости. Это можно отметить в ядре Нижнебозбутацкой антиклинали, которое, по-видимому, представляет диапироподобное внедрение аргиллитов вдоль зоны с многочисленными тектоническими разрывами. Такого рода диапироподобные деформации широко развиты в Большом Каратау, особенно восточнее Ачисая. Появление их обусловлено наличием легко деформируемой толщи аргиллитов в верхней части франского яруса.

Существенное значение в складчатой структуре нижне- и среднепалеозойского структурных этажей имеет дополнительная мелкая складчатость, особенно отчетливо проявившаяся в карбонатных и алевролитовых тонкослоистых отложениях и в углисто-кремнистых сланцах.

Благодаря проведенному нами детальному исследованию по всей площади района, можно говорить об особенностях дополнительной мелкой складчатости. Прежде всего обращает на себя внимание неповсеместность развития мелких складок в литологически одинаковых толщах. Складки развиты лишь на отдельных участках. Во многих местах можно видеть, что при постоянстве средней мощности слоев и их литологии на одних участках складки имеют величину и морфологию значительно отличные от наблюдающихся на других участках. Изменяются не только величина и форма, но и общая ориентировка складок. Так, например, на небольшом участке западнее пос. Байджансай в породах аксуранской фации фаменского яруса наблюдаются местами крупные складки с горизонтальными шарнирами, а местами — мелкие складки с вертикальными шарнирами.

Мелкая складчатость с шарнирами, параллельными линиям общего падения слоев, широко распространена в Байджансайском районе, наряду со складками, шарниры которых параллельны линиям общего простирания слоев. Основной пучок дополнительных складок, осложняющих внутреннюю структуру Коксайской синклинали почему-то имеет косое (по отношению к ней) простирание.

Направление опрокидывания мелких складок весьма разнообразно.

Разрывы и их соотношения со складками. Обобщая описанные выше данные о тектонических разрывах, мы прежде всего должны обратить внимание на соответствие разрывов крупным складкам. Крупные антиклинали выдвинуты вверх в виде горстов. Крупные синклинали превращены в грабены. Поэтому многие из основных структурных элементов Байджансайского антиклинория по предложению Н. И. Николаева можно обозначать терминами горст-антиклиналь и горст-синклинали.

Горстовое положение ядер крупных антиклиналей и грабенообразная опущенность синклиналей являются общим результатом совокупности большого количества крупных тектонических разрывов, пересекающих крылья главных складок. Важно подчеркнуть, что не все эти разрывы обладают таким направлением перемещения крыльев, которое способствовало выдвиганию ядер антиклиналей в виде горстов и относительно опусканию ядер синклиналей. В Безбутацкой антиклинали видно, что по некоторым разрывам ее внутренняя часть не поднята, а опущена подобно грабену (см. фиг. 40, а, б и 41, в).

Главную роль среди разрывов играют продольные нарушения. По данным горных выработок и обнажений можно заключить, что среди этих продольных разрывов господствуют крутые взбросы и вертикальные сбросы. Сдвиговые перемещения по ним не устанавливаются. Местами, особенно на сводах крупных антиклиналей, отмечаются круто наклоненные сбросы. Дополнительные антиклинали средней величины часто осложнены разрывами и превращены в очень узкие длинные горсты.

Особенно отчетливо весьма узкие (десятки метров) и вместе с тем длинные (сотни метров или единицы километров) продольные горсты и грабены проявляются в местах перехода от свода к крыльям основных крупных складок. Здесь залегание слоев внутри горстов и грабенов часто близко к моноклиналильному.

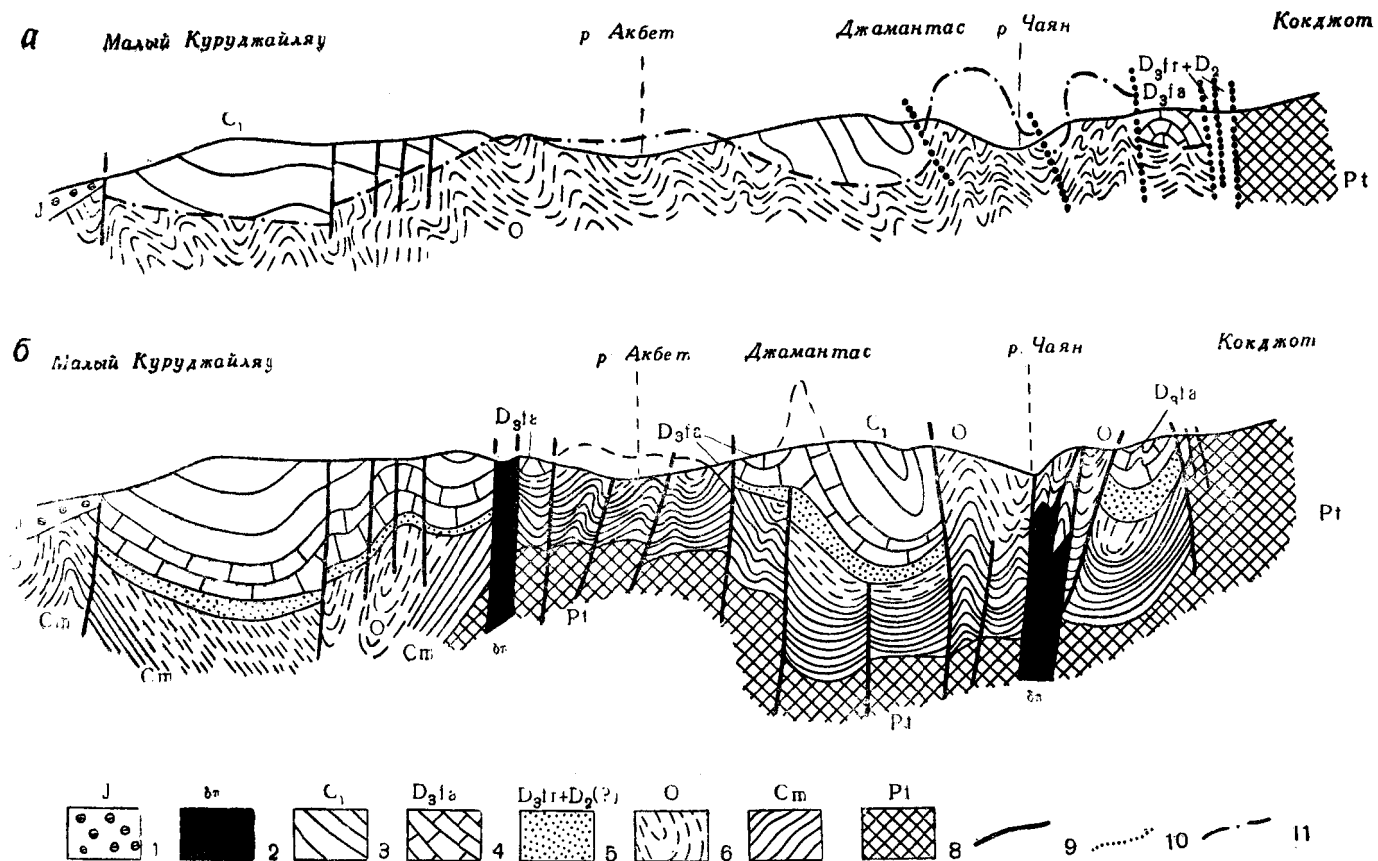
Подчиненную роль в структуре Байджансайского антиклинория играют крутопадающие поперечные разрывы, а также весьма пологие нарушения. Амплитуды перемещений по ним небольшие. Среди них имеются надвиги, сбросы, взбросы и сдвиги.

Специально должны быть повторены выводы, касающиеся Главного Каратауского разрыва. Его поверхность в основном вертикальна, местами круто наклонена на северо-восток. Разрыв имеет сложно построенный шов, состоящий из ряда поверхностей разрушения. Поэтому правильнее говорить не об одном Главном Каратауском разрыве, а о Главной Каратауской зоне разрывов. При развитии разрывов в этой зоне основным перемещением являлось относительное поднятие северо-восточных крыльев отдельных швов. Это перемещение надо связывать с формированием каледонского антиклинория и каледонского Кокджотского горста. В дальнейшем такие же перемещения происходили и при развитии герцинской структуры. Общая амплитуда герцинского относительного поднятия северо-восточного крыла, по-видимому, не больше одного километра.

В Главной Каратауской зоне разрывов в Байджансайском районе наблюдаются взбросы второстепенного значения, по которым происходили относительные поднятия и надвигание на северо-восток их юго-западных крыльев.

Кроме того, в этой зоне распространены многочисленные мелкие вертикальные сдвиги, поперечные и диагональные по отношению к ней.

В Байджансайском антиклинории отсутствуют пологие надвиги сдвигания и региональные сдвиги, наличие которых доказывал В. В. Галицкий и которые многим казались несомненными в начале наших работ. Все комплексы пород в изученном районе залегают автохтонно. Все круп-



Фиг. 58. Схематизированные геологические профили Байджансайского антиклинория по одной и той же линии, отражающие представления В. В. Галицкого (а) и М. В. Гзовского (б).

1- юра, *J*; 2 - герцинские интрузии δ_n ; 3 - нижний карбон C_1 ; 4 - фаменский ярус D_{3fa} ; 5 - франкий ярус и средний (?) девон $D_{3fr} + D_2$ (?); 6 - ордовик - *O*; 7 - кембрий *Cm*; 8 - протерозой *Pt*; 9 - взбросы и сбросы; 10 - сдвиги; 11 - надвиг.

ные тектонические разрывы являются взбросами или сбросами. Сдвиги и надвиги существуют, но играют подчиненную, второстепенную роль в структуре антиклинория.

Большое практическое значение отказа от представлений о покровно-сдвиговой герцинской тектонике района заключается в том, что это делает возможным по обнажениям на поверхности судить о структуре на глубине и проектировать разведочные работы на большую глубину. При покровной тектонике это было бы невозможно (фиг. 58).

В заключение выводов о структуре Байджансайского антиклинория следует сказать, что, наряду с отличиями, которые обычно отмечаются, она имеет много общего со структурой остальных частей Большого Каратау.

Для всего Большого Каратау типично развитие крупных брахиантиклинальных складок, часто объединяющихся в цепочки. Весьма характерны для всего Каратау дисгармония и диапиризм. Важная роль диапиризма до сих пор не была еще отмечена. Большое значение в структуре Каратау имеют разнообразные разрывы: продольные и поперечные, крутые и пологие. Весьма широко представлена мелкая дополнительная складчатость, развитая на отдельных участках. В некоторых местах Большого Каратау наблюдаются поперечные полосы, в пределах которых складки и разрывы тянутся вкрест общего простирания. Общая интенсивность складчатости увеличивается с юго-запада на северо-восток. Направление опрокидывания складок и надвигания висячих крыльев взбросов и надвигов, главным образом, северо-восточное. Однако местами отмечаются и иные направления. Весьма остро для всех частей Большого Каратау стоит вопрос о правильности покровно-сдвиговой схемы тектоники.

Благодаря наличию перечисленных общих особенностей структуры Байджансайского антиклинория и всего Большого Каратау решение обсуждаемых нами вопросов, связанных с историей и механизмом формирования данного антиклинория, имеет значение для понимания тектоники остальных частей Большого Каратау.

Глава 13

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Большая часть выводов о характере тектонических движений в Байджансайском районе в различное время уже сделана выше. Теперь остается лишь объединить их, коротко изложив историю формирования структуры этого района. Повторять обоснования отдельных заключений не имеет смысла.

Каледонский этап. В нижнем палеозое область Большого и Малого Каратау характеризовалась геосинклинальным развитием. После складчатости и перерыва конца протерозоя, здесь накопился комплекс отложений каледонского этапа, состоящий из нижней терригенной формации нижнего кембрия и карбонатной формации среднего кембрия — нижнего ордовика. Вследствие осложнения основного каледонского колебания земной коры дополнительным колебанием, в конце нижнего кембрия в зоне Большого Каратау и в Байджансайском районе карбонатные породы появляются в разрезе в верхней части нижнего кембрия. По той же причине в основании среднего кембрия ряда районов отмечается размыв. В Байджансайском районе он не констатирован.

На протяжении первой половины каледонского этапа, когда усиливались опускания земной коры, основные интрагеоантиклинали находились на месте северо-восточного подножья Малого Каратау и юго-западного подножья Большого Каратау. Третья интрагеоантиклиналь, протягивавшаяся на месте современного Кокджотского горста, в Байджансайском пересечении Каратау проявлялась слабо.

С ордовика начинается вторая половина каледонского этапа, на протяжении которой все время возрастает значение поднятий земной коры. Прекращается погружение зоны Малого Каратау. Вместо прогиба здесь появилась область поднятия и размыва. Возможно, она объединялась с ранее существовавшей областью поднятия и размыва на месте северо-восточных предгорий Малого Каратау и усилившимся поднятием на месте Кокджотского горста. Другая область размыва, по-видимому, продолжала существовать в области юго-западных предгорий. Таким образом, соотношение между объемом погружения в оставшейся зоне Большого Каратау и объемом соседних поднятий изменилось в пользу поднятий. Это обусловило накопление верхней терригенной флишеподобной формации ордовика.

В силуре произошло дальнейшее расширение поднятий и включение в их число зоны Большого Каратау. Соответствующая этому времени молассовая формация в Каратау неизвестна, так как она отлагалась где-то за его пределами.

В течение силура и в начале девона завершился процесс формирования внутренней структуры каледонского центрального поднятия. В нем сформировались крупные коробчатые и линейные складки, слабо опрокинутые преимущественно на юго-запад и осложненные взбросами с надвиганием чаще всего в том же направлении. Во внутренней части крупного каледонского мегантиклинория на северо-востоке Каратау образовались гранитные интрузии, а также интрузии основных пород. Осевая часть каледонского антиклинория Малого Каратау была поднята вверх в виде горста и надвинута по крутому взбросу на юго-запад. Так в каледонской структуре проявилась Главная Каратауская зона разрывов (фиг. 59).

В тектонической зоне Большого Каратау каледонские поднятия, складкообразование и разрывы проявились в общем слабее, чем в зоне Малого Каратау. В узкой пограничной полосе между этими зонами интенсивность каледонской складчатости и каледонских разрывов максимальна.

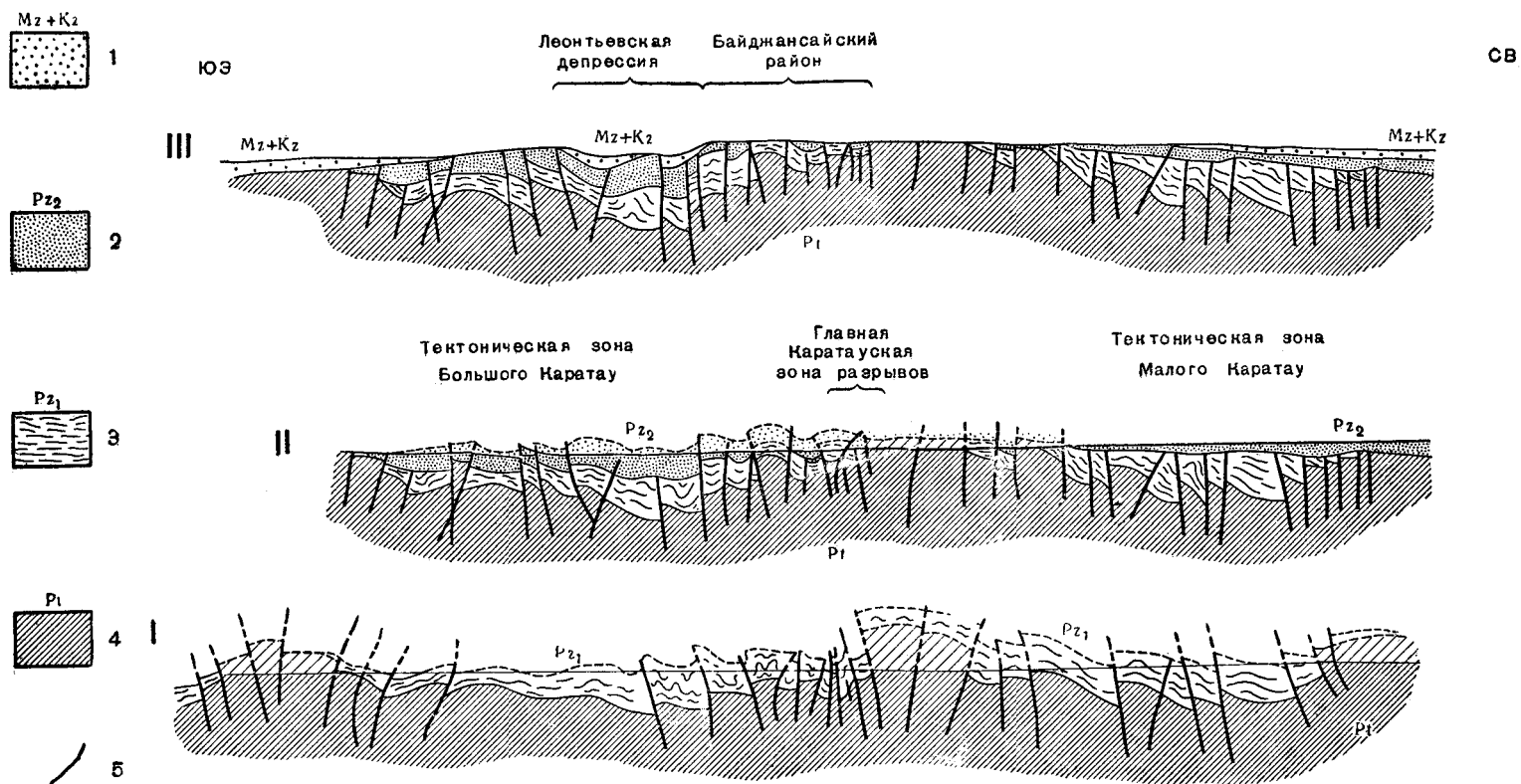
В Байджансайском районе удастся восстановить несколько ограниченных разрывами коробчатых каледонских складок, на сводах которых к началу герцинского этапа залегание слоев было пологим, а также констатировать дополнительные каледонские изоклиналильные дисгармоничные линейные складки (фиг. 8, 60).

Герцинский этап. При переходе от каледонского этапа к герцинскому, в середине девонского периода, режим тектонических движений изменился. В это время усилилось опускание главным образом тектонической зоны Большого Каратау, которая целиком стала областью осадконакопления. В Байджансайском районе установлено, что обломочный материал поступал в прогиб и с северо-востока и с юго-запада (см. фиг. 9, 10). Большое количество поступавшего в прогиб обломочного материала компенсировало опускание, и поэтому осадки накапливались в мелководных морских и лагунных условиях. Жаркий климат и мелководность способствовали выносу в бассейн и осаждению железа в виде гидроокислов, придающих породам красный цвет.

В центральной части Байджансайского антиклинория на месте одной из крупных коробчатых каледонских антиклиналей продолжалось поднятие. Одновременно в северо-восточной части Байджансайского района зародилась небольшая антиклинальная складка (Ашасайская) (фиг. 12, 60).

В конце франского века, в особенности, в фаменском веке подъем областей размыва, окружавших прогиб Большого Каратау, все более замедлялся. Слабое погружение, отчасти, проявлялось на юго-западном краю Малого Каратау — в Кокджотском горсте. Погружение прогиба Большого Каратау продолжалось быстрыми темпами. Поэтому главную роль среди накапливавшихся осадков в фаменском веке стали играть карбонатные породы.

Вдоль северо-восточного края прогиба, вблизи его границы с поднятием Малого Каратау, к карбонатным породам примешивалось большое количество терригенного материала (аксуранская фация). В прогиб с северо-востока вносилось много песчаного алевритового и глинистого материала, который обусловил развитие мергелистой фации в Ачисайском районе Центрального Каратау и песчанистой к юго-востоку от Ачисая. Южнее Байджансайского района также развита мергелистая



Фиг. 59. Схема развития структуры байджансайского пересечения Каратау: I – конец каледонского этапа; II – конец герцинского этапа; III – современный момент альпийского этапа.

1 – мезозой и кайнозой; 2 – средний палеозой; 3 – нижний палеозой; 4 – протерозой; 5 – тектонические разрывы.

фа́ция, связанная, по-видимому, с поступлением терригенного материала с юго-запада (см. фиг. 13, 14).

В фаменском веке в Байджансайском районе продолжалось медленное разрастание уже упоминавшихся антиклиналей. Кроме того, в это время появились новые поднятия на месте осевой части Мынчабырской антиклинали. На северо-восточном крыле Мынчабырской складки удается видеть, что здесь весь фаменский ярус, вследствие длительного роста складок, представлен конгломератами и песчаниками с линзами органогенно-обломочных известняков и доломитов (дарбазинская фа́ция). Это новое поднятие появилось на месте каледонской синклинали (фиг. 18).

На юго-западе Байджансайского района на месте западной части наблюдающейся сейчас Акбетской антиклинали (каледонской синклинали) дно моря опускалось немного медленнее, чем на соседних участках. Пока нет данных, подтверждающих или опровергающих предположение о росте Булакбетской антиклинали в центре Байджансайского района. Однако известно, что здесь происходило опускание и накопление фаменских осадков.

В тех местах Байджансайского района, где после каледонского складкообразования слои нижнего палеозоя сохранили пологое залегание на сводах крупных коробчатых антиклиналей (верховья рек Бозбутак, Кожабек, левый берег Чаяна напротив горы Иректау) пласты франко-среднедевонских и фаменских пород оказались наслоенными параллельно слоистости в нижнем палеозое.

Деформации фаменских отложений, происшедшие в фаменском веке, отражены на соответствующем схематическом профиле на фиг. 60.

Убедительные доказательства существования в фаменском веке поднятий на местах Ашасайской и Мынчабырской антиклиналей были установлены нами в 1949 г. Затем многими исследователями были обнаружены факты, подтверждающие такое же раннее проявление некоторых из герцинских складок и в других частях зоны Большого Каратау.

Весь Байджансайский район в фаменском веке опускался медленнее, чем окружавшие его части прогиба Большого Каратау.

Одновременно с перечисленными движениями в прогибе Большого Каратау, во внутренней части поднятия Малого Каратау началось медленное прогибание, с которым связано появление маломощных кварцево-аркозовых песчаников (см. фиг. 13).

В первой половине турнейского века общее погружение достигло максимума. В это время значительное опускание произошло не только в зоне Большого Каратау, но и в зародившемся в фаменском веке прогибе в зоне Малого Каратау. Сохранившиеся области поднятия испытывали весьма слабые восходящие движения и поставляли чрезвычайно мало терригенного материала. Повсюду безраздельно господствовало карбонатное осадконакопление. Обогащенные терригенным материалом отложения образовывались лишь в непосредственной близости к поднятиям зоны Малого Каратау (см. фиг. 19, 20).

В это время наибольшего развития погружений, связанных с герцинским этапом, внутри прогиба Большого Каратау на месте Байджансайского района продолжался рост образовавшихся ранее антиклинальных складок. Для этого времени имеются доказательства несколько замедленной скорости погружения Булакбетской антиклинали в центре Байджансайского района. На сводах антиклиналей возникали размывавшиеся отмели, мощности осадков уменьшались, отложения обогащались обломочным материалом (см. фиг. 20). Можно предполагать, что в остальных частях Большого Каратау также продолжался рост некоторых

ранее возникших антиклиналей, однако утверждать это пока нельзя.

Со второй половины турнейского века, при сохранении общего плана расположения прогибов и поднятий, началось общее увеличение поднятий. В Байджансайском районе значительно усилился рост старых антиклиналей и появились участки поднятия и размыва на месте наблюдаемой сейчас Булакбетской антиклинали. Байджансайский район стал представлять в целом территорию с преобладанием поднятий над опусканиями. В синклиналиях, разделявших поднятия, отлагались карбонатные породы с большим количеством обломочного и терригенного материала (см. фиг. 19, 21, 23, 24, 60).

В визейском веке Байджансайский район поднимался еще интенсивнее и, вероятно, уже обладал антиклинорной складчатой структурой. Во внутренней части прогиба зоны Большого Каратау в это время продолжалось накопление главным образом карбонатных пород; однако большое количество обломочного материала свидетельствует о том, что и здесь в ряде мест возникли поднятия, напомилавшие Байджансайское (см. фиг. 25). Места расположения этих поднятий должны быть уточнены.

Поднятия внутри Малого Каратау во второй половине турнейского и в визейском веке испытывали слабый рост. Прогиб северо-восточного склона Малого Каратау продолжал медленно увеличиваться.

В течение верхнего палеозоя окончательно сформировалась складчатая структура Большого Каратау и образовались магматические интрузии.

С общим развитием поднятий, начиная с верхнего турне, связано резкое усиление роста антиклиналей. На это время пришлось формирование дополнительной складчатости в слоях среднего палеозоя. В упоминавшихся участках наслоения среднего палеозоя параллельно нижнепалеозойским пластам в это время как те, так и другие испытали совместные деформации.

В верхнем палеозое складки осложнялись многочисленными и разнообразными тектоническими разрывами, среди которых были и новые, и обновленные, и разросшиеся каледонские разрывы. Наиболее крупные в Байджансайском районе — продольные взбросы, которые преобразовали большинство крупных антиклиналей в горсты, а синклиналей в грабены. Поперечные и косые сбросы и сдвиги, обладающие небольшой амплитудой, формировались в общем позднее продольных разрывов.

В результате верхнепалеозойских движений на месте прогиба Большого Каратау образовался герцинский полуобращенный антиклинорий. В Байджансайском районе находится осложняющий его антиклинорий более высокого порядка. В нем имеются следы слабого надвигания среднепалеозойских пород на северо-восток на Кокджотский горст Малого Каратау. Вместе с тем необращенный антиклинорий Малого Каратау после ослабления поднятий зоны Большого Каратау испытал небольшой подъем по отношению к зоне Большого Каратау. По-видимому, это движение произошло позже упомянутого надвигания среднего палеозоя на северо-восток, так как в верховьях Чаюна вертикальный разрыв, ограничивающий сейчас Малый Каратау с юго-запада, смещает взброс, по которому средний палеозой надвинут на северо-восток (см. фиг. 32, 2, стр. 148).

Одновременно с формированием разрывов в верхнем палеозое образовались магматические интрузии и парагенетически связанные с ними полиметаллические месторождения.

А л ь п и й с к и й э т а п. В мезозое весь Каратау, вошедший в состав платформы с герцинским основанием, стал постепенно вовлекаться в следующее общее погружение, связанное с альпийским этапом.

Герцинский антиклинорий при этом был наискось пересечен узкой Леонтьевской полосой интенсивного опускания, в которой отложились юрские озерные осадки, мощностью более 1000 м. Эта структурная депрессия была наложена на палеозойское поднятие. Во многих местах она ограничивается разрывами и имеет характер грабена.

В юрском периоде оставшаяся вне Леонтьевской зоны опускания часть герцинского антиклинория Каратау представляла невысокое поднятие.

В течение мелового и третичного периодов унаследованное от герцинского этапа поднятие всего Каратау постепенно и медленно все больше опускалось. Однако Байджансайский район так и не опустился ниже уровня моря.

В четвертичном периоде Каратау стал подниматься и образовал горный хребет, который Леонтьевская депрессия разделила на две части. Та часть Каратау, которая лежит северо-восточнее этой депрессии и называется Малым Каратау, поднимается наподобие плоской плиты, наклоняющейся к северо-востоку и ограниченной с юго-запада, на границе с Леонтьевской депрессией, структурным уступом с тектоническими разрывами. Другая часть — Большой Каратау — стала подниматься, также образуя наклонную почти плоскую поверхность, но наклон последней направлен не на северо-восток, а на юго-запад. По северо-восточной границе она обрывается структурным уступом с крупными разрывами. Юго-западная полоса по простиранию распадается на два поднятия (см. фиг. 1). Промежуточная полоса Леонтьевской депрессии оказалась отставшей от прилежащих к ней наиболее интенсивно поднимающихся частей Каратау.

По отношению к палеозойской структуре Леонтьевская депрессия, как и главные альпийские поднятия, расположена наискось под острым углом. Она проходит на юго-востоке Каратау по палеозойской тектонической зоне Большого Каратау. Непосредственно северо-западнее Байджансайского района депрессия пересекает Главную Каратаускую зону разрывов и переходит в палеозойскую тектоническую зону Малого Каратау.

Главная Каратауская зона разрывов в альпийской структуре не проявилась. Альпийских движений по ней в Байджансайском районе не было. Эта ее особенность хорошо согласуется с отмеченным В. В. Поповым (1954) прекращением смещений по Таласскому разрыву в четвертичном периоде.

При четвертичном поднятии земной коры Байджансайский район вспучился в виде единого купола, совпадающего с герцинским Байджансайским антиклинорием, и осложняющего северо-западное окончание поднятия Малого Каратау (фиг. 1, 28).

В связи с ростом альпийского купола, на месте Байджансайского антиклинория в мезозое и кайнозое происходили раскрытие и раздвигание швов палеозойских разрывов, в которых формировались слоистые, весьма крупнокристаллические карбонатные жилы поверхностного происхождения с друзовой текстурой (фиг. 46).

История формирования структуры Байджансайского района позволяет сделать ряд выводов, имеющих отношение к общим вопросам геотектоники.

Этот район исключительно интересен тем, что в нем достаточно достоверно прослеживаются детали истории тектонических движений в течение трех этапов — с каледонского по альпийский. Этот район распо-

ложен на границе областей каледонской и герцинской стабилизации. Через него проходит крупнейшая в Средней Азии глубинная зона разрывов. Благодаря несколько сокращенным мощностям, не особенно высокой интенсивности складчатости и хорошей обнаженности здесь удается наблюдать такие факты, которые часто ускользают от исследователей в других районах.

На примере Большого Каратау можно видеть устойчивость во времени и унаследованность расположения границ главных тектонических зон при переходе от каледонского к герцинскому этапу.

Такая устойчивость границы зон Большого и Малого Каратау легко объясняется связанными с нею тектоническими разрывами. Несмотря на устойчивость границ между зонами, направленность движений в каждой из зон с течением времени существенно изменялась. Так, зона Малого Каратау, отличавшаяся наибольшим погружением в каледонском этапе, в герцинском была зоной преимущественного слабого поднятия. Наличием зон разрывов можно объяснить «клавишность» тектонических движений в геосинклиналях. Устойчивость общих границ тектонических зон каледонского и герцинского этапов подтверждает представления автора об элементарных тектонических зонах. Зоны Большого и Малого Каратау представляют прекрасные примеры обращенного (полуобращенного) и необращенного антиклинориев в герцинской структуре (Гзовский, 1948, б).

Большой Каратау, как видим, служит примером превращения краевого каледонского прогиба с каледонской складчатостью в интрагеосинклиналь в следующем герцинском этапе. Такой путь развития прогиба геосинклинальных областей уже отмечался в прошлом (Белоусов, 1948а, 1954а, б; Гзовский, 1948б). Как известно, существуют и другие пути развития прогибов при переходе от одного тектонического этапа к другому.

Альпийское развитие Каратау представляет прекрасный пример качественного изменения тектонических движений, при котором отдельные поднятия и прогибы стали намного крупнее в плане и положе в разрезе. Однако прежний план движений продолжает сказываться в сходстве простираний палеозойских и альпийских поднятий. Даже частный антиклинорий Байджансайского района отразился в альпийской структуре в форме дополнительного купола. Сочетание коренных преобразований с унаследованностью проявлено в данном случае весьма ярко и весьма близко к тем соотношениям между палеозойской и альпийской тектоникой, которые установил на южном окончании Урала А. Л. Яншин (1948).

В геосинклинальном герцинском развитии Большого Каратау видно проявление общей и частной инверсий геотектонического режима (Белоусов, 1940, 1948а, б, 1954а, б).

В Каратау интересна последовательность формаций в герцинском этапе. Набор формаций этого этапа несколько сокращен. Нижняя терригенная формация здесь красноцветная и похожа на молассовую. На ней залегают карбонатная формация (фаменский ярус и нижняя часть турнейского). Верхней терригенной формации в типичном выражении нет. Вместо нее мы находим верхнетурнейские и визейские опять-таки карбонатные породы, обогащенные терригенным и обломочным карбонатным материалом. Наконец, верхнепалеозойская молассово-лагунная формация также развита слабо и отличается повышенной карбонатностью.

Особенности герцинских формаций Каратау объясняются его положением между полноценной герцинской геосинклинальной областью

Южного Тянь-Шаня и парагеосинклинальным Центральным Казахстаном. Тектонические движения и формации осадочных пород Каратау, так же как и его географическое положение, оказались промежуточными между парагеосинклинальными и полноценно геосинклинальными. Герцинский Каратау это ослабленная геосинклиналь.

Общая структура Большого Каратау также является промежуточной между обычными для парагеосинклиналей необращенными синклинориями и типичными для геосинклиналей обращенными антиклинориями. В Каратау наблюдается полуобращенный антиклинорий на юго-западе, в геосинклинальной области и необращенные антиклинорий и синклинорий на северо-востоке в парагеосинклинальной области (см. фиг. 2).

Кроме заключений, подтверждающих уже известные тектонические закономерности, следует указать две группы выводов по Байджансайскому району, связанные с дискуссионными вопросами. Первая относится к истории складок и разрывов, вторая — к механизму их образования. Остановимся на первой группе, а вторую вынесем в следующую главу.

1. Развитие отдельных складок внутри интрагео-синклинали происходило на протяжении всего герцинского геотектонического этапа. В Байджансайском участке интрагеосинклинали Большого Каратау было установлено, что герцинское складкообразование началось одновременно с герцинским опусканием, продолжалось во время максимума опусканий и резко усилилось при развитии герцинских поднятий. На протяжении герцинского этапа появлялись все новые и новые складки. Скорость роста всех складок и их общее число резко увеличились во время поднятий в конце герцинского этапа. С меньшей отчетливостью аналогичные выводы были сделаны в 1947 г. для альпийского антиклинория Малого Кавказа (Гзовский, 1948б).

Детально изученный в Байджансайском антиклинории пример столь длительного роста складок в геосинклинали весьма интересен в связи с дискуссией о фазовости или длительности складкообразования. Сперва длительность складкообразования отстаивали Новак (Nowak, 1921), Бэртлиг (Bärtling, 1927), Пэккельман (Paekelmann, 1930), Штуцер (Stutzer, 1930), Д. В. Наливкин (1936), М. И. Варенцов (1936), Н. С. Шатский (1937, 1939, 1951), В. Е. Хаин (1938). В последнее время длительность роста складок отмечали И. И. Потапов (1946), А. А. Богданов (1947б), В. Д. Голубятников (1947), Ю. И. Никитина (1948), В. А. Невский (1949), П. Д. Гамкредидзе (1949), В. Е. Хаин (1950а, б) и Ю. А. Косыгин (1950). Почти во всех указанных работах удавалось устанавливать подъем антиклиналей в течение лишь второй половины того или иного тектонического этапа, большей частью альпийского. Во многих случаях для различных моментов времени фиксировался рост не одних и тех же, а разных складок.

Противоположное представление о развитии складок в течение кратковременных фаз защищали Штилле (Stille, 1924), М. М. Тетяев (1934), М. А. Усов (1936) и многие другие геологи.

В. В. Белоусов (1948а, б, 1954а, б) писал, что дискуссия о длительности, или фазовости, складкообразования является, по его мнению, недо разумением, так как длительный рост был установлен только для идиоморфной (прерывистой) складчатости и ни в одном случае не было приведено указаний о длительном образовании голоморфной (полной) складчатости (Белоусов, 1954 а, стр. 358—361). Рост идиоморфных складок этот автор считает типичным для интрагеоантиклиналей и происходящим во время проявления поднятий земной коры.

Крупные длительно развивавшиеся складки Байджансайского антиклинория вследствие единообразия их ориентировки, линейности и, примерно, одинаковой ширины антиклиналей и синклиналей, несмотря на свою коробчатость, должны по морфологии считаться близкими к полной складчатости. Отнести их к обычной идиоморфной складчатости нельзя. Ясно, что следует считать их образовавшимися в интрагеосинклинальной зоне.

Для избежания путаницы мы считаем необходимым различать выделенные Э. Арганом типы складчатости — внутрипокровную (поверхностную) и глубинную (по В. В. Белоусову — глыбовую). По видимому, каждая из них морфологически может быть как идиоморфной, так и голоморфной, или промежуточной. Для глубинной складчатости обычен длительный рост. Примером этого является развитие байджансайских крупных линейных складок, глубинность которых устанавливается в следующей главе.

2. Крупные линейные антиклинали, тянущиеся в Байджансайском районе на расстояние до 25—30 км и имеющие ширину 1—3 км, образовались в результате длительного процесса разрастания и объединения первоначально изолированных брахиантиклиналей. Этот вывод вытекает из трех фактов. Во-первых, на окончаниях антиклинория и вместе с тем на окончаниях крупных линейных складок отчетливо выражены отдельные брахиантиклинали (Ашасайская, Кокбастауская, Нижнебозбутацкая). Во-вторых, каждая крупная линейная антиклиналь имеет ступенчатый продольный профиль и представляет совокупность морфологически отчетливо выраженных брахиантиклинальных поднятий, расположенных цепочкой или кулисообразно и разделенных структурными седловинами. В-третьих, выяснено, что на протяжении среднего и верхнего девона и турнейского века, участки поднятия и размыва появлялись не на всем протяжении каждой из линейных складок первого порядка, а лишь в отдельных ее отрезках, совпадающих с брахиантиклиналями второго порядка.

В итоге можно предположить, что глубинная полная складчатость не возникает сразу в виде полной, а развивается на протяжении значительного промежутка времени, последовательно проходя через несколько стадий. Вначале должны появляться глубинные брахиантиклинали, которые относятся к морфологически идиоморфному типу. Затем, после объединения брахиантиклиналей в линейные складки появляется промежуточная складчатость. Наконец, результатом высшей стадии процесса складкообразования будет морфологически полная складчатость. Развитие герцинской структуры Байджансайского антиклинория прекратилось при переходе от второй к третьей стадии.

Автор разделяет мнение, что внутрипокровная складчатость является следствием или колебательных движений, или глубинной складчатости. Поскольку последняя развивается длительно, нельзя исключить возможности длительного роста и некоторых из внутрипокровных складок. Малые размеры длительно росшей Ашасайской антиклинали вынуждают считать ее результатом местной деформации внутри нижнего палеозоя, т. е. мало отличающейся от внутрипокровных складок. Естественно предполагать, что интенсивное развитие аналогичных складок иногда может приводить к длительному формированию полной внутрипокровной складчатости.

3. При длительном направленном развитии складок в геосинклинальной области возможны времен-

ные движения в обратную сторону. Отчетливо проявленная опущенность свода Бозбутацкой антиклинали по некоторым тектоническим разрывам позволяет сделать данный вывод. На других складках — Мынчабырской, Акбетской и Симбайсайской — имеются своеобразные структурные осложнения, которые будут в дальнейшем легко объяснены при допущении временных обратных движений этих крупных складок. Такие движения были констатированы автором на Малом Кавказе (Дебедачайская и Джандарская антиклинали). Вопрос о временных обратных движениях крупных складок имеет общее значение, так как он связан с происхождением таких складок и может помочь при объяснении генезиса структуры некоторых участков. Так, например, в Центральном Каратау с обратными вертикальными движениями могут быть связаны некоторые из разрывов типа надвигов и взбросов, висячие крылья которых смещены в сторону сводов крупных антиклиналей (например, Карабулакского купола). До сих пор эти разрывы или связывались с покровной тектоникой или же оставались без объяснения.

4. Наряду с элементами унаследованности герцинской складчатости по отношению к каледонской большое значение имеют новообразования. Элементы унаследованности заключаются в близости простираний герцинской и каледонской складчатости, что, возможно, является следствием устойчивости положения границ тектонических зон. Кроме того, центральная наиболее поднятая часть Булакбетской антиклинали совпадает со сводом одной из каледонских антиклиналей. Вместе с тем простирание Мынчабырской и Симбайсайской антиклиналей направлено наискось к каледонским складкам. Большинство герцинских антиклиналей — Ашасайская, Мынчабырская, Симбайсайская, Акбетская — возникло над крыльями складок и синклиналями в каледонской структуре. Западная часть Коксайской синклинали находится на месте антиклинали в каледонском структурном этаже. Таким образом, унаследованность складок не обязательна, несмотря на длительность складкообразования. Этот вывод представляет интерес, поскольку во многих местах Тянь-Шаня проявлялась унаследованность альпийских тектонических движений (Крестников, 1954; Королев, 1956).

5. Не во всех участках складки в нижнепалеозойском (каледонском) структурном этаже являются только каледонскими. В местах параллельного наслоения среднего палеозоя на полого залегавшие слои нижнего палеозоя на сводах коробчатых каледонских складок (левый берег Чаяна напротив горы Иректау, верховье Кожабека, верховье Бозбутака) складчатые формы залегания нижнего палеозоя возникли при герцинском складкообразовании. В данном случае нельзя говорить об отсутствии каледонской складчатости, но необходимо констатировать усложнение внутренней структуры нижнепалеозойского этажа при герцинской складчатости.

6. В Байджансайском районе в Главной Каратауской зоне тектонических разрывов смещения по отдельным поверхностям разрушения происходили на протяжении весьма длительного времени — конца каледонского и всего герцинского этапов. Северо-западнее и юго-восточнее Байджансайского района вероятность появления разрывов в этой зоне отмечалась Л. В. Беляковым и Г. И. Макарьчевым и для конца протерозоя. Говоря о длительности жизни разрывов в данной зоне, мы имеем в виду не обязательно длительность движений по каждому конкретному отдельному шву, а длительность существования зоны разрывов. В разные промежутки времени внутри этой зоны смещения могли проис-

ходить по разным поверхностям разрушения. Данная зона обычно называется глубинным разрывом. Автору представляется, что лучше ее именовать *глубинной зоной разрывов*. Основным признаком глубинности является ее расположение на границе крупных элементов структуры земной коры, имеющих различную историю геологического развития. Различия в строении этих элементов заведомо сказываются на большой глубине, превышающей мощность земной коры. Поэтому пограничная зона, благоприятная для возникновения разрывов, уходит на большую глубину и может называться глубинной. Глубинная зона разрывов — результат различий в движениях разделяемых ею областей. Все остальные признаки глубинных зон разрывов можно считать следствиями основного. Так, длительность существования данной зоны есть следствие связи глубинной зоны разрывов с движениями крупных длительно развивавшихся структурных элементов земной коры.

Данные о Байджансайском участке Главной Каратауской зоны разрывов подтверждают и позволяют развить представления В. А. Николаева (1933), В. И. Смирнова и В. Н. Козеренко (1940) и А. В. Пейве (1945) о Терской-Каратауской зоне разрывов. В наших материалах нет подтверждений предположения В. Н. Огнева (1939) о правом сдвиге по Фергано-Таласскому разрыву. Точка зрения В. В. Галицкого (1940) о левом сдвиге по Главной Каратауской зоне разрывов опровергается. В Главной Каратауской зоне в конце каледонского и на протяжении большей части герцинского этапа преобладали взбросы, связанные с ростом поднятий в Малом Каратау. Затем в той же зоне, при развитии герцинского антиклинория Большого Каратау возникали взбросы с обратным наклоном и движением висячих крыльев в противоположном (северо-восточном) направлении. В конце палеозоя унаследованные движения необращенного герцинского антиклинория Малого Каратау привели к повторному подъему северо-восточных крыльев крутых разрывов в той же зоне.

7. Смещения по разрывам внутри Главной Каратауской глубинной зоны не происходили на протяжении всей геологической истории Каратау. В альпийском этапе, когда исчезли существенные различия в тектонических движениях обширных областей, находящихся севернее и южнее этой зоны, развитие разрывов внутри нее прекратилось. Новые альпийские разрывы появились с несколько иным простиранием, пересекающим палеозойскую зону разрывов. Они возникли в связи с формированием нового крупного структурного элемента коры — системы прогибов, тянущейся от Каратау через Ферганский хребет к окраине Таримской платформы (Петрушевский — 1955).

8. Внутри Байджансайского антиклинория по отдельным участкам крупных разрывов, проявившихся в конце каледонского этапа, перемещения происходили и в конце герцинского. Из нескольких достоверных примеров укажем лишь один разрыв, ограничивающий с юго-запада участок северо-западного окончания Мынчабырской антиклинали. При каледонском складкообразовании относительно было поднято его юго-западное крыло. Поэтому тюлькубасские красные цветы на юго-западном крыле разрыва отложились на карбонатных породах среднего и верхнего кембрия (левый берег Чаяна южнее горы Иректау). На северо-восточном крыле разрыва они легли на терригенные отложения ордовика (гора Иректау). Во время герцинского складкообразования перемещение произошло в обратном направлении — относительно поднялось северо-восточное крыло, и разрыв, разросшись кверху, пересек средний палеозой. Можно привести и другие примеры совпадения линий крупных герцинских и

каледонских разрывов. Их простираие параллельно простираию каледонских складок в нижнепалеозойских отложениях и не везде совпадает с расположением герцинских складок (Байджансайский разрыв).

9. Имеются разрывы, возникшие лишь в конце герцинского этапа. Их расположение тесно связано с герцинскими складками и не согласуется с простираием каледонских складок в нижнепалеозойском структурном этаже. Такие разрывы ограничивают восточную часть ядра Мынчабырской антиклинали, где эта герцинская антиклиналь образовалась на месте синклинальной полосы в каледонской структуре и, кроме того, имеет простираие, сильно отличающееся от простираия каледонских складок.

10. Крупные разрывы могут иметь весьма длительную и сложную историю формирования. Это видно на примере извилистого крупного разрыва, ограничивающего с юго-запада горстообразно поднятое ядро Мынчабырской антиклинали. Северо-западное окончание этого разрыва было приведено как пример каледонского нарушения, разраставшегося в конце герцинского этапа с обратным направлением перемещения. Юго-восточное окончание того же разрыва (Мынчабырский взброс) послужило примером относительно молодого разрыва, возникшего в герцинском этапе. При детальном изучении выяснилось, что этот разрыв относится к числу наиболее молодых продольных нарушений конца герцинского этапа.

11. Древние разрывы могут не испытывать обновления во время последующих тектонических этапов или стадий деформации земной коры. В Байджансайском районе данное представление наиболее убедительно подтверждается при рассмотрении альпийского этапа. Лишь часть крупных палеозойских разрывов взбросового и сбросового типа, находящихся на юго-западе района, вблизи от места наибольшего воздымания альпийского купола, испытала незначительное раздвиговое приоткрывание своих швов. Многие крупные разрывы за все это время не испытали заметного обновления, хотя земная кора не подвергалась существенной деформации. В конце герцинского этапа, когда продолжалась интенсивная деформация коры, перемещения по продольным герцинским разрывам прекратились и сменились процессом образования многочисленных мелких поперечных и диагональных сбросов и взбросов. Крупные разрывы в центре Булакбетской антиклинали, ограничивающие выдвинутую вверх в конце каледонского этапа глыбу из протерозойских пород, слабо влияют на залегание трансгрессивно залегающих на них фаменских отложений. Таким образом, деформации земной коры не обязательно сопровождаются смещениями по всем ранее возникшим разрывам. В ходе непрерывного развития структуры коры жизнь отдельных разрывов прекращается.

Глава 14

ПРОБЛЕМА МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ БАЙДЖАЙСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЮ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Проблема механизма формирования складчатой и разрывной структуры геосинклинальных частей земной коры — одна из важнейших в геотектонике. Одновременно с возникновением и развитием представления о геосинклинальных областях земной коры, на протяжении больше половины столетия ведется непрерывная острая дискуссия о причинах и механизме одного из главных явлений в этих областях — складкообразования.

Несмотря на широкое распространение в конце XIX начале XX в. представления о формировании складчатой структуры в толщах осадочных пород под действием горизонтальных, продольных к слоистости сил, которое явилось центральным положением контракционной геотектонической гипотезы, все же это представление оспаривалось некоторыми крупнейшими геологами того времени — Амппферером и Рейером. В дальнейшем число сторонников контракционной гипотезы все уменьшалось и наиболее распространенной стала мысль о возникновении складок в результате вертикальных движений земной коры. Однако силы, непосредственно деформирующие слои в складки, продолжали считаться действующими параллельно слоистости. В 30-х и 40-х годах обсуждалось два главных объяснения того, почему в результате вертикальных движений фундамента внутри слоистой толщи появляются горизонтальные сжимающие силы. Одно — выдвинутое еще в XIX в. Рейером — получило широкое распространение после работ Хаармана и Беммелена и обычно называется гравитационной гипотезой образования складок (точнее гипотезой гравитационного оползания). Другое — выдвинутое в общей форме М. М. Тетяевым — было конкретизировано и развито В. В. Белосовым, который основой складкообразования в геосинклинальных областях считал послойное перераспределение материала, выдавливаемого вертикальными силами из одних участков и нагнетаемого вдоль слоистости в другие участки, где и появляются складки.

Одновременно с поисками объяснения механизма складкообразования в геосинклиналях изучался механизм формирования складок и на платформах. Сперва эти складки связывались с действием горизонтальных сил, а затем было признано, что они создаются вертикальными силами.

Одни складки появляются в результате непосредственного повторения осадочным покровом вертикальных перемещений отдельных участков фундамента, обычно ограниченных разрывами. Другие складки являются следствием гравитационного всплывания материала глубоких слоев, обладающих пониженной плотностью, по сравнению с вышележащими слоями. Большую роль в установлении деформаций первого типа сыграли исследования А. Д. Архангельского, В. В. Белоусова, Н. С. Шатского, П. Е. Оффмана и многих других русских геологов. В советской геологии данный тип складок уже давно признан в качестве важнейшего. Деформации второго типа были выявлены в основном немецкими (Харбортом) и американскими (Бартон, Неттлетон) исследователями и считаются установленными вполне достоверно. Из советских геологов явлениями гравитационного всплывания занимались В. Е. Руженцев, Ю. А. Косыгин, А. А. Богданов. Таким образом, проблема механизма формирования складок платформенных областей в основном разрешена — направление и характер сил, непосредственно создающих складки, известны. Неясными остаются лишь детали процессов. Основная геотектоническая проблема, связанная с платформами, заключается теперь в выяснении причин вертикальных движений фундамента.

Кроме геосинклинальных и платформенных областей в нашей геологии в последнее время под разными названиями стали выделяться области послеплатформенной активизации движений (Попов, 1938; Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Белоусов и Гзовский, 1954; Николаев, 1954). Ведущим механизмом образования складок в мезокайнозойском осадочном покрове этих областей все исследователи считают неравномерное вертикальное перемещение отдельных участков палеозойского фундамента, часто ограниченных разрывами. Особое внимание было обращено на этот вопрос С. С. Шульцем (1948) и В. Н. Крестниковым (1955). Таким образом, основной механизм деформации осадочного покрова здесь такой же, как и на платформах. Направление сил, деформирующих древний фундамент, как и для платформ, не выяснено. Многие геологи разделяют мнение В. И. Попова (1938) о вертикальности сил. Однако иные считают их горизонтальными. Последняя точка зрения была отчетливо выражена Г. Д. Ажгиреем (1947).

Таково было состояние проблемы складкообразования, когда мы начинали изучение Байджансайского антиклинория и надеялись, что на его примере удастся достоверно выяснить механизм деформирования осадочного покрова в одной из герцинских интрагеосинклиналей.

Все предыдущие исследователи Каратау связывали его герцинскую складчатость среднепалеозойских отложений с действием горизонтальных сил. Мнения расходились лишь в отношении их направления и происхождения. Сначала Н. А. Бубличенко, а также В. Ф. Беспалов (1940) решали вопрос в свете обычной контракционной гипотезы и предполагали горизонтальные сжимающие силы, перпендикулярные основному простиранию складчатости. Затем В. В. Галицкий (1949) сформулировал представление о левой сдвиговой палеозойской деформации в хр. Каратау, сопровождавшейся, по его мнению, горизонтальным смещением среднего палеозоя по пологим надвигам «сдирания» в юго-восточном направлении. Он считал главные сжимающие усилия продольными по отношению к общему простиранию складчатости. Наконец, В. В. Эз (1954) допускал возможность связи складкообразования в Каратау с вертикальными движениями земной коры, имея в виду главным образом механизм гравитационного оползания.

Отмеченное выше расположение основных складок в Байджансайском антиклинории опровергает утверждение В. В. Галицкого, что складчатая

структура нашего района возникла вследствие левого сдвигового перемещения по Главному Каратаускому разрыву. Если бы складки образовались вследствие сдвига, они располагались бы кулисообразно и имели бы юго-юго-восточное простирание, более близкое к южному, чем простирание Главного Каратауского разрыва. Следовательно, основные складки района образованы не за счет сдвига.

Все крупные тектонические разрывы Байджансайского антиклинория изучены достаточно, чтобы можно было достоверно говорить о их расположении в пространстве. Благодаря достаточной обнаженности и расчлененному рельефу многие крупные разрывы прослеживаются на 200—400 м по вертикали и при этом устанавливается большая крутизна нарушений. Признаков выполаживания разрывов с глубиной нет. Крутизна разрывов четко устанавливается и на юго-западе района (см. фиг. 44, 46) и в осевой полосе (см. фиг. 42). Форма главных разрывов северо-восточной части района прекрасно выявлена горными выработками (см. фиг. 32, 34).

Все места, где В. В. Галицкий и другие предыдущие исследователи указывали пологое положение поверхностей крупных разрывов, мы тщательно изучили. Повсюду выяснено отсутствие таких пологих поверхностей крупных нарушений.

По всем крупнейшим разрывам Байджансайского района отчетливо устанавливаются значительные сбросовые и взбросовые перемещения. Вблизи средних частей разрывов доказательств сдвиговых перемещений нет. Однако у всех крупных разрывов, кроме Главной зоны, в пределах района имеются их естественные окончания. На последних участках выясняется, что и здесь существенных сдвиговых горизонтальных перемещений по этим разрывам также не было. Следовательно, крупные разрывы не подтверждают представлений В. В. Галицкого. Их возникновение нельзя связывать со сдвигом зоны Большого Каратау на юго-восток по отношению к зоне Малого Каратау.

Таким образом, на основании рассмотрения главных черт структуры Байджансайского района мы категорически отрицаем покровно-сдвиговую схему тектоники данного района (см. фиг. 58, 59, 60).

Распространяя свою схему из Центрального Каратау на Байджансайский район, В. В. Галицкий основывался главным образом на отдельных деталях структуры: на трещинах в Кокджотском горсте, на существовании в районе мелких складок с вертикальными шарнирами («складок волочения»), на мелких сдвигах, наблюдавшихся и нами, и на встречающихся местами пологих трещинах. Характер отдельных деталей В. В. Галицкий приписал всей структуре антиклинория.

Выше отмечалось, что мы также наблюдали мелкие сдвиги и пологие надвиги. Местами мы встречали и складки с вертикальными шарнирами. Чтобы с полной уверенностью отказаться от покровно-сдвиговой схемы тектоники изученного района в следующих частях данной работы необходимо будет рассмотреть также и детали структуры. При объяснении механизма формирования Байджансайского антиклинория потребуется найти место этих деталей в общем процессе.

Ясно, что, отрицая покровно-сдвиговую схему формирования структуры Каратау, выдвинутую В. В. Галицким, мы обязаны противопоставить ей другую схему. В полном объеме это будет сделано в четвертой части данной работы, после обсуждения деталей структуры Байджансайского антиклинория.

Однако отмечавшиеся выше особенности крупных элементов структуры Байджансайского антиклинория достаточны для общей оценки

механизма формирования антиклинория. Обратим внимание на следующие обстоятельства.

1. Среди крупных антиклиналей первого порядка преобладающей формой в разрезе (выявляющейся по залеганию карбонатных пород фаменского и турнейского ярусов) является коробчатая, местами с небольшим опрокидыванием крыльев, придающим складкам несколько веерообразный характер (Куруджайляуская, Коктауская, Мынчабырская антиклинали). На окончаниях антиклинория у складок отмечается асимметричный профиль: одно крыло более пологое и широкое, а другое — узкое и крутое (Кокпатасская, Кокбастауская, Жолбарскамальская, Южнодарбазинская и Ножевая антиклинали).

Такая коробчатость антиклиналей обычно считается следствием образования складок благодаря вертикальным силам. Однако одного этого предположения недостаточно для объяснения их морфологии. Элементы веерообразности складок заставляют думать о некотором дополнительном горизонтальном сжатии их. Возможно, горизонтальным сжатием нужно объяснить и то, что у большинства асимметричных складок северо-восточные крылья крутые, а юго-западные пологие.

Если на основании этих особенностей крупных складок предполагать горизонтальные усилия, то следует представить себе их направленными вкрест простирания складок, т. е. ориентированными на юго-запад или на северо-восток. В направлении с юго-запада на северо-восток можно заметить некоторое увеличение интенсивности складчатости, поскольку к северо-востоку увеличивается общая поднятость антиклиналей, а ширина синклиналей в общем уменьшается и форма их профиля изменяется от коробчатой до изоклиальной.

2. В плане основные складки, образованные в карбонатных породах фаменского и нижней части турнейского ярусов, обычно имеют угловатую коробчатую форму, которую можно объяснить, предполагая вертикальное направление усилий создавших складки. Крупные антиклинали первого порядка состоят как бы из ряда ступеней, расположенных на разных уровнях. Особенно наглядно ступенчатость проявлена в юго-восточной части Акбетской антиклинали.

В местах резких погружений шарниров, создающих уступы между отдельными ступенями на сводах антиклиналей, слои приобретают поперечное северо-восточное простирание и не только крутое, но даже и опрокинутое залегание (см. фиг. 43). Поэтому антиклинали в продольном профиле (так же как и в поперечном) имеют коробчатую форму иногда с элементами веерообразности.

Эта особенность строения крупных складок в плане укрепляет предположение о ведущей роли вертикальных усилий в их формировании. Опрокидывание слоев на участках поперечного простирания заставляет задумываться о дополнительных продольных горизонтальных усилиях.

3. В местах перехода от свода к крутым крыльям крупных антиклиналей часто располагаются дополнительные антиклиальные складки. Вследствие появления последних на простирании оси основного поднятия, после погружения его шарнира, часто наблюдается синклиналь (юго-восточное погружение ядра Булакбетской антиклинали, северо-западное окончание Симбайсайской антиклинали, погружение шарнира Акбетской антиклинали, юго-восточное окончание Ашасайской антиклинали).

Вследствие резкого погружения слоев на окончаниях Куруджайляуской и Хангасской антиклиналей, тянущихся вдоль Сассыкской синклинали, эта синклиналь по простиранию переходит в Коктаускую антикли-

наль, несмотря на то, что слои продолжают залегать на одном и том же гипсометрическом уровне.

Эти особенности морфологии легко объясняются, если предположить неравномерность в е р т и к а л ь н ы х сил и движений не только в пространстве, но и во времени. Временная смена поднятия относительным опусканием отдельных участков основания свободно приведет к формированию синклинального залегания слоев на своде поднятия и к образованию дополнительных антиклиналей в местах перехода от свода поднятия к его крыльям (Резвой, 1954).

4. Принципиальное значение имеет присутствие брахиантиклиналей, расположенных изолированно, как Апсасайская, или на окончаниях крупных линейно вытянутых сложно построенных антиклиналей первого порядка (Кокбастауская брахиантиклиналь на окончании Кокбастау-Булакбетской антиклинали и Нижнебозбутацкая брахиантиклиналь, на окончании Акбетской антиклинали). Возникновение брахиантиклиналей обычно связывается с в е р т и к а л ь н ы м и у с и л и я м и.

5. Синклинали первого порядка имеют неправильную форму. Очертания их причудливы и могут быть поняты, если рассматривать их как остаточные промежутки между активно разраставшимися антиклиналями.

6. Интенсивная дисгармоничная мелкая складчатость распространена весьма неравномерно и осложняет отдельные участки основных складок. Интенсивность этих дополнительных складок, их количество и величина в общем возрастают с юго-запада на северо-восток. Это находится в соответствии с уже отмечавшимся увеличением интенсивности основной складчатости в северо-восточном направлении.

Механизм и условия образования дополнительной мелкой складчатости будут обсуждаться в тектонофизической части данной работы.

Опираясь на перечисленные общие особенности строения крупных складок и используя обычные объяснения различных морфологических типов складок, естественно предположить, что они возникли в результате действия, в основном вертикальных сил, неравномерно распределенных по площади. Обычно такого рода складки в осадочном покрове объясняются неравномерными вертикальными перемещениями отдельных глыб основания, ограниченных разрывами. Горизонтальные усилия, слабые признаки действия которых можно отметить в Байджансайском районе, вероятно, имели второстепенное значение, влияя на ориентировку складок в пространстве.

Мнение о важной роли разрывов в образовании складок, вытекающее из одного лишь анализа формы складок, полностью подтверждается данными о разрывах в Байджансайском районе. Вполне достоверно установленных разрывов здесь очень много. Более того:

а) Структурные формы, обусловленные разрывами, полностью соответствуют герцинским складчатым формам. Крупные горсты совпадают с антиклиналями первого и второго порядка. Мелкие горсты соответствуют мелким антиклиналям. Весьма наглядно это проявлено на Булакбетской антиклинали. Крутые герцинские разрывы рассекающие средний палеозой прослежены далеко вглубь нижнепалеозойского структурного этажа.

б) На разных стратиграфических уровнях, в различных литологических комплексах, а также в разных частях складок характер разрывов не одинаков. В карбонатной толще разрывы на крыльях крупных складок представлены вертикальными сбросами и взбросами, весьма круто наклоненными преимущественно в сторону ядер антиклиналей. Особенно четко взбросы видны на крыльях Мынчабырской антиклинали. На

крыльях других антиклиналей господствуют вертикальные сбросы. На сводах антиклиналей развиты вертикальные и круто наклоненные сбросы. Они видны на Кокпатасско-Манчабырской антиклинали (Иректауская седловина и юго-восточное окончание антиклинали; см. фиг. 34, 55) на Кокбастау-Булакбетской антиклинали (Кожабекская седловина и юго-восточное окончание антиклинали; см. фиг. 40 и 41 и на Акбетской антиклинали (см. фиг. 44).

Образование крупных вертикальных сбросов на крыльях трудно объяснить иначе, чем подъемом антиклиналей, вследствие действия в е р т и к а л ь н ы х у с и л и й.

в) В местах перехода от свода к крыльям крупных антиклиналей первого порядка разрывы часто ограничивают длинные узкие горсты, реже грабенны, возникшие после небольшого антиклинального изгибания карбонатных пород (Жолбарскамальская антиклиналь и одноименный горст, Мраморная антиклиналь и одноименный горст; см. фиг. 40, 41). Возникновение этих узких длинных горстов и грабенов преимущественно в указанных местах легко объясняется уже предполагавшимися временными обратными перемещениями внутренних частей антиклиналей по направлению вниз относительно соседних с ними синклиналей.

Преобладание крутых наклонов и отвесного положения разрывов в среднепалеозойском и нижнепалеозойском структурных этажах делает обязательным вывод о большом значении в е р т и к а л ь н ы х у с и л и й в формировании основных элементов структуры Байджансайского антиклинория.

Происхождение наблюдающихся наклонных взбросов, особенно, встречавшихся местами небольших пологих надвигов (Коктауская и Мраморная антиклинали), требует специального рассмотрения. Возможность их образования вследствие вертикальных усилий не очевидна.

Кроме перечисленных разрывов, продольных по отношению к осям главных складок, в Байджансайском районе много второстепенных разрывов поперечных и косых к этим осям. В местах резких погружений шарниров складок такие разрывы, будучи поперечными к осям складок, продольны по отношению к их крыльям и залеганию слоистости. К таким разрывам относятся наиболее крупные среди поперечных.

Другие разрывы, поперечные и косые к осям складок, вместе с тем поперечны или диагональны и к крыльям складок и к слоистости. Среди них преобладают мелкие нарушения; встречаются сбросы, сдвиги и сбросо-сдвиги.

Условия возникновения поперечных и косых разрывов требуют специального рассмотрения, которое также отнесено к тектонофизической части работы.

Наблюдающаяся в ряде мест слабая изогнутость фаменских и турнейских слоев, рассеченных крутыми разрывами, и намного большая деформированность антиклиналей, образующих ядра узких горстов, свидетельствуют о том, что разрывы на некоторых антиклиналях могли возникать на ранних стадиях формирования складок. Дальнейшее развитие складок, слагающих ядра горстов, вероятно происходило одновременно с их подъемом.

Среди наблюдавшихся тектонических разрывов имеется много каледонских, которые были обновлены при герцинском складкообразовании. Наблюдаются и новые разрывы, появившиеся при герцинском складкообразовании.

Из всего сказанного в данной и в прерывающихся главах представляется очевидным, что основная деформация среднепалеозойского структурного этажа при герцинском складкообразовании происходила под действием в е р т и к а л ь н ы х сил в обстановке некоторого горизонтального сжатия;

большого в северо-восточном и меньшего в юго-восточном направлении. Основные структурные формы в среднепалеозойских отложениях возникали как следствие вертикальных перемещений отдельных участков — главным образом глыб — подстилающего их нижнепалеозойского структурного этажа, который испытал до этого значительную каледонскую складчатость. При вертикальных перемещениях глыбы нижнепалеозойского структурного этажа во многих случаях были ограничены древними каледонскими разрывами. Однако не меньшее значение могли иметь и вновь возникшие герцинские разрывы. Часть каледонских разрывов не испытала существенного обновления при герцинском смещении глыб. Между разрывами внутри глыб нижнепалеозойское основание при герцинском складкообразовании испытывало значительные пластические деформации. Глыбы не обязательно ограничивались разрывами со всех сторон и не были абсолютно жесткими и хрупкими, они были п л а с т и ч н ы м и.

Среднепалеозойский осадочный покров, впервые дислоцировавшийся при герцинском складкообразовании, в основном повторял своими деформациями вертикальные перемещения деформировавшихся под ним пластичных глыб. Чем больше была интенсивность перемещения глыб (в зоне Большого Каратау она увеличивалась к северо-востоку) и чем больше была мощность среднепалеозойского осадочного покрова, тем полнее внутри него развивались дополнительные дисгармоничные складки, осложняющие основную структуру. При малой глубине эрозионного среза в осевой части зоны Большого Каратау очертания находящихся на глубине глыб проявляются в форме главных крупных складок в сглаженном виде. В Байджансайском районе, благодаря большой глубине эрозионного среза, влияние глыб на форму складок отчетливо проявлено и, кроме того, здесь видны наиболее поднятые глыбы. Поэтому тектоника Байджансайского района имеет большое значение для понимания тектоники всего Каратау.

Отметив большое значение древних разрывов при обособлении отдельных глыб внутри древнего основания, нельзя считать, что герцинская глыбовая тектоника определялась каледонскими разрывами. Простирание герцинских по возрасту глыб в нижнепалеозойском структурном этаже в ряде участков Байджансайского антиклинория не совпадает с простиранием каледонской складчатости. В тектонической зоне Малого Каратау, где каледонских разрывов не меньше, чем в зоне Большого Каратау, герцинские перемещения произошли по немногим разрывам и были незначительны. Поэтому ясно, что древние разрывы обновлялись лишь в той мере, в какой они соответствовали герцинским деформациям и движениям земной коры. Деформации и движения коры определяли обновление древних, или возникновение новых разрывов. В свою очередь наличие разрывов сказывалось на деталях проявления деформаций и движений коры. Однако неправильно думать будто существование какого-нибудь древнего разрыва могло быть причиной герцинских тектонических движений в его окрестностях.

Итак, не разбирая механизма формирования дополнительных дисгармоничных складок внутри среднепалеозойского осадочного покрова, мы признали, что основные крупные складки непосредственно повторяют вертикальные перемещения пластичных глыб основания и образуются под действием вертикальных сил. Следовательно, основные складки можно отнести к категории глубинных. Механизм их образования оказался таким же, как и у большинства складок платформенных областей и областей послеплатформенной активизации движений земной коры. Явления гравитационного оползания и послойного перераспределения мате-

риала внутри осадочного покрова не могут считаться ведущими процессами при герцинском складкообразовании в интрагеосинклинали Большого Каратау. Они могли создавать лишь дополнительную мелкую складчатость, среди которой заметную роль в Каратау играет диапироподобная.

Только что сформулированное представление о ведущей роли вертикальных перемещений глыб нижнепалеозойского структурного этажа и механизме герцинского складкообразования в среднепалеозойских отложениях Каратау сложилось в результате исследований ряда геологов в различных частях этого хребта. Большая заслуга в этом Н. И. Николаева. Существенное значение имели рассмотренные материалы по Байджансайскому антиклинорию и результаты исследований в районах Мынжилкин-ского поднятия и Келинчекской синклинали (Л. В. Беляков, М. М. Страчков), Карабулакского купола (М. М. Страчков) и Боролдайского антиклинория (М. И. Арсовский, Л. В. Беляков).

Автор считает, что механизм герцинского складкообразования в интрагеосинклинали Большого Каратау не был уникальным.

Имеющиеся материалы о каледонской структуре Каратау в конце нижнего палеозоя позволяют предполагать, что основной механизм деформаций в каледонской геосинклинали был таким же, как и в герцинской.

В других, не столь детально изученных и благоприятных геосинклинальных районах, как Большой Каратау, отмечались сходные деформации. В многочисленных работах В. Е. Хаина (1954а) и многих других геологов по альпийской геосинклинальной области Большого и Малого Кавказа, в том числе в материалах автора по Малому Кавказу, приводились данные о длительности роста складок и их коробчатой форме. Давно известна коробчатость складок Дагестана. Интенсивная полная складчатость на Кавказе распространена лишь в одной узкой зоне Южного склона Главного хребта. На большой площади Кавказа она промежуточная или идиоморфная. Это хорошо отражено на картах типов складчатости, составленных В. В. Белоусовым (1954а), И. В. Кирилловой и А. А. Сорским (1956). Промежуточную и идиоморфную складчатость обычно считают непосредственно отражающими вертикальные перемещения основания осадочного покрова. Это мнение подтверждается на примерах Джандарской складки и ряда участков Мисханского антиклинория на Малом Кавказе и описанных Д. С. Кизевальтером (1948) и Г. Д. Ажгиреем (1954) поднятий Передового хребта и окрестностей Садона на Большом Кавказе, где видны альпийские деформации палеозойского фундамента.

В работах В. В. Белоусова (1956а, б) по тектонике Китая и, в особенности, по Французским Альпам было обращено внимание на ступенчатость уровней расположения складок в различных геосинклинальных областях. Материалы по Большому Кавказу указывают на весьма широкое распространение этой особенности полной складчатости. В. В. Белоусов связывает ее с предполагаемыми глыбовыми перемещениями отдельных участков древнего основания осадочного покрова. Такая связь складчатости осадочного покрова со смещениями глыб основания наблюдалась В. Н. Крестниковым, Г. И. Рейснером и автором в альпийской интрагеосинклинальной зоне в хребте Петра Первого на северной окраине Памира.

Таким образом, можно думать, что механизм деформаций осадочного покрова в Каратау типичен для геосинклинальных областей. Когда это подтвердится, проблема причины складкообразования в геосинклинальных областях окажется в основном решенной.

Можно с удовлетворением отметить, что намечающееся решение проблемы складкообразования в геосинклинальных областях будет заключаться в констатации применимости к этим областям (с определенными дополнениями) тех представлений, которые уже сложились по отношению к другим областям с более простой тектоникой. Никаких новых особых гипотез для решения обсуждаемой проблемы, по-видимому, не требуется.

Дальнейшее развитие представлений о механизме формирования Байджансайского антиклинория должно заключаться в конкретизации наших сведений об этом процессе и в объяснении многих весьма существенных деталей. Для этого потребуются рассмотрение нового фактического материала и привлечение тектонофизических методов. Иначе невозможно будет ответить на многие вопросы, давно поставленные И. И. Князевым (1932), Г. С. Лабазиным (1935), В. В. Галицким (1936) и другими геологами в связи с произведенными геолого-разведочными работами.

Важно, чтобы в итоге исследования стало понятным образование не только крупных, но и мелких складок и разрывов, весьма широко распространенных в Байджансайском районе.

Уже сейчас ясно, что в числе вопросов, которые будут обсуждаться в тектонофизической части работы, должны найти себе место следующие:

1. Каков механизм образования дополнительных складок внутри среднепалеозойских отложений?
2. Чем определяются место образования, величина, количество и морфология мелкой дополнительной складчатости?
3. Почему местами развиты мелкие складки с вертикальными шарнирами?
4. Каковы могут быть различия в условиях циркуляции рудоносных растворов в разных частях складок?
5. Каковы пространственные и возрастные соотношения между продольными взбросами и сбросами, чем было обусловлено возникновение тех и других?
6. Почему при опускании внутренних частей крупных антиклиналей возникали новые разрывы, а не использовались те разрывы, которые образовались при подъеме складок?
7. Каковы причины возникновения сперва продольных, а затем поперечных разрывов?
8. Каковы причины возникновения пологих разрывов?
9. Каковы причины образования мелкоамплитудных сдвигов, и не свидетельствуют ли они о том, что по Главной Каратауской зоне разрывов все же происходили сдвиговые перемещения?
10. Под действием каких сил образовалась сетка крупных трещин, рассекающих Кокджотский горст?
11. Каковы могли быть причины того, что в одних случаях разрывы, по-видимому, возникали на ранних, а в других — на поздних стадиях развития складок?
12. Почему в мезозое и кайнозое происходило раздвиговое перемещение по тем разрывам, которые в палеозое характеризовались взбросовыми и сбросовыми перемещениями?
13. Каковы главные черты механизма формирования Байджансайского антиклинория на основании данных о мелких структурных формах?

Рассмотрение этих вопросов необходимо для развития методов и поисков и разведки рудных месторождений Каратау.

Во многих других рудных районах, совершенно не связанных с Каратау — Южном Тянь-Шане, Урале, Алтае, Забайкалье, Приморье, — часто возникают вопросы, аналогичные тем, которые в данном случае заин-

тересовали нас в Байджансайском районе. Решение их связано с общим пониманием закономерностей деформирования земной коры и поэтому имеет общетеоретическое значение. Поскольку в настоящее время большое внимание уделяется проблеме прогноза землетрясений, выяснение общих закономерностей деформирования земной коры становится еще более необходимым.

Поэтому, пытаясь анализировать механизм формирования структуры Байджансайского антиклинория, мы должны будем рассматривать его как один из примеров, на которых в дальнейшем может быть развита общая теория, освещающая механизм деформирования земной коры.

*RÉSUMÉ***M. V. GZOVSKY****GENERAL PROBLEMS OF TECTONOPHYSICS AND
TECTONICS OF THE BAIJANSAI ANTICLINORIUM**

The author tries to develop the general principles and methods of tectonophysics, a science about the mechanism of tectonic deformations and faults in the Earth's crust. The deformation mechanism is correlated with the features and history of tectonic movements. The application of general tectonophysical principles for solving different practical problems (connected with searching and exploration of ore deposits) are examined in this work. Therefore the Bajansai anticlinorium, is described as an example of the mechanism of tectonic disturbances. This region is in Karatau range near the boundary of caledonian and hercynian Thian-Shan.

The report consists of four divisions, this book containing only the first and the second ones:

Part I – History and main problems of tectonophysics.

Part II – Tectonics of the Bajansai anticlinorium.

The development of the Bajansai anticlinorium is correlated with the geological history of the large North-West Thian-Shan territory (fig. 9, 13, 19, 25, 26). Owing to thorough and detailed geological investigation and favourable natural situation in this region it is possible to analyse the history of tectonic development from the Cambrian Period till Recent Time in detail (fig. 60). Tectonic movements of individual historical stages were quantitatively characterised. During the whole Palaeozoic era the Bajansai region was a part of the geosinclinal area. The position and form of caledonian folds are shown in fig. 8. The prolonged development of big hercynian geosinclinal folds is proved to have taken place in Devonian (fig. 10—12, 14, 16, 18) and Carbonic (fig. 20, 21, 23, 24) periods. The speed of fold growth increased in the late Palaeozoic. Simultaneously many new folds arose both in middle palaeozoic and in lower palaeozoic deposits. The vertical growth of individual folds was interrupted by transitory movements in reverse direction. Brachyanticlines correspond to the early stages of fold development. Many linear folds arose as a result of the increase in length and of joining separated brachyanticlines. Many steep faults affected the fold development. The writer proves that the big strike-slip faults and large gently dipped thrusts are missing in Karatau range (fig. 58, 59).

In the given palaeozoic geosynclinal area certain folds in the sedimentary cover are produced by vertical displacements of foundation blocks. The boundaries of these blocks are represented by steep dipped faults. There was also a certain slight supplementary horizontal pressure. Comparison with other regions shows that this mechanism may have a great importance in many geosynclinal areas.

All the noted conclusions about the history and mechanism of tectonical disturbances in the Bajansai region are important for understanding the tectonics of the large territory in Middle Asia.

Some features of anticlinorium structure and important correlations of mineralization and tectonics cannot be understood without a detailed physical analysis of the folding and faulting mechanics. Such physical analysis (based on field observations and model testing in laboratory) is the contents of the second book.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ В СПИСКЕ ЛИТЕРАТУРЫ

БМОИП — Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологи
ДАН СССР — Доклады Академии наук СССР
ДАН АзССР — Доклады Академии наук Азербайджанской ССР
ДАН УзССР — Доклады Академии наук Узбекской ССР
Изв. АН СССР — Известия Академии наук СССР
Изв. АН КазССР — Известия Академии наук Казахской ССР
Изв. АН УзССР — Известия Академии наук Узбекской ССР
Изд. МОИП — Издание Московского общества испытателей природы
Тр. Геофиз. ин-та АН СССР — Труды Геофизического института Академии наук СССР
Тр. ГИН АН СССР — Труды Геологического института Академии наук СССР
Тр. ИГН АН СССР — Труды Института геологических наук Академии наук СССР
Тр. МГРИ — Труды Московского геолого-разведочного института
Тр. НГРИ — Труды Нефтяного геолого-разведочного института
Тр. ПИН АН СССР — Труды Палеонтологического института Академии наук СССР
Тр. ЦНИГРИ — Труды Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного ин-
ститута Комитета по делам геологии СНК СССР

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М. Гостеолтехиздат, 1954.
- Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная часть Кураминских гор. В кн.: Геол. УзССР, т. I, 1937.
- Аделунг А. С. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня.— Матер. по геол. Ср. Азии. Лист К-42-Г, северо-восточная четверть. Гостеолиздат, 1940.
- Аделунг А. С., Иванов Н. В., Сеницын Н. М. Геологическая карта Средней Азии, вып. 11, изд. Ком. наук УзССР, 1939.
- Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости. Геология и горное дело. Сб. № 16 Моск. ин-та цвет. мет., Металлургиздат, 1947.
- Ажгирей Г. Д. Участие древнего кристаллического фундамента в альпийской складчатости Центрального Кавказа. БМОИП, т. 26, № 4, 1951.
- Ажгирей Г. Д. К вопросу о генетической классификации складчатости. БМОИП, т. 29, № 2, 1954.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., изд-во МГУ, 1956.
- Азизбеков Ш. А., Корнеев Г. П. Трещинная тектоника восточного склона Пантдагского хребта (Малый Кавказ). ДАН АзССР, т. VIII, № 10, 1952.
- Андреев П. С. Некоторые черты рудничной тектоники Промышленного участка Карагандинского бассейна. Сов. геол., № 31, 1948.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., Гостеолиздат, т. 1, 1941; т. 2, 1948.
- Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Балашов Д. Б. Исследование скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород при всестороннем давлении до 5000 кг/см².— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
- Барков А. С., Соколов Н. И. Трещиноватость палеозоя Самарской луки и ее выражение в геоморфологии. Тр. Гидротехинститута (ВОДГЕО), М.—Л., 1935.
- Бартнев Г. М. О временной и температурной зависимости прочности твердых тел. Изв. АН СССР, серия техн. наук, 1955, № 9.
- Безруков П. А. Итоги изучения фосфоритоносного бассейна Каратау. Успехи геол. изуч. Казахстана за 20 лет, Алма-Ата, 1941.
- Белевцев Я. Н. Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1951.
- Белевцев Я. Н. О фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы. — ДАН СССР, т. XXXVI, № 5, 1952.
- Белевцев Я. Н. К вопросу о фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1952.
- Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. В. К вопросу о рациональности термина «квиваж».— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
- Беликов Б. П. Геолого-петрографическое и физико-механическое исследования улукамского гранита. Тр. ИГН АН СССР, вып. 89, 1948.
- Беликов Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня.— Изд-во АН СССР, 1953.
- Белицкий А. А. К вопросу о механизме образования квиважных трещин.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 6, 1949.
- Белицкий А. А. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М., Гостеолиздат, 1952.

- Бел оу с о в В. В. Большой Кавказ, ч. I, II и III —Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126; 1938—1940.
- Бел оу с о в В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Статья 1.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1942.
- Бел оу с о в В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Статья 2. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 3, 1943.
- Бел оу с о в В. В. О происхождении складчатости.— Сов. геол., № 16, 1947а.
- Бел оу с о в В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. — БМОИП, т. 22, № 3, 1947б.
- Бел оу с о в В. В. Общие закономерности геотектонического процесса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948а.
- Бел оу с о в В. В. Общая геотектоника. М., Гостеоллиздат, 1948б.
- Бел оу с о в В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.— Сов. геол., № 39, 1949.
- Бел оу с о в В. В. Проблема внутреннего строения Земли и ее развитие, ч. I и II. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 1, 2, 1951.
- Бел оу с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
- Бел оу с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат, 1954а.
- Бел оу с о в В. В. Очередные проблемы общей геотектоники. Сов. геол., вып. 41, 1954б.
- Бел оу с о в В. В. Тектонические наблюдения во французских Альпах (в связи с проблемой происхождения складчатости). Сов. геол., № 54, 1956а.
- Бел оу с о в В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1956б.
- Бел оу с о в В. В. Типы и происхождение складчатости. Сов. геол., № 1, 1958.
- Бел оу с о в В. В., Г з о в с к и й М. В. Геосинклинали, их строение, история и законы развития. I. Каледонская геосинклиналь Великобритании. — БМОИП, т. 20, № 5—6, 1945.
- Бел оу с о в В. В., Г з о в с к и й М. В. Тектонические условия возникновения землетрясений.—Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 25, 1954.
- Бел оу с о в В. В., Г з о в с к и й М. В., Г о р я ч е в А. В. — О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Статьи 1 и 2. — БМОИП, т. 26, № 1 и 2, 1951.
- Бел оу с о в В. В. и др. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.— Сов. геол., № 39, 1949.
- Бел оу с о в В. В., Кузнецова К. И. К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1949.
- Бел оу с о в В. В., Ч е р т к о в а Е. И., Э з В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба.— БМОИП, т. 30, № 5, 1955.
- Б е л я н к и н Д. С., З а л е с с к и й Б. В., Б е л и к о в Б. П. О работах Академии наук в области изучения строительного камня.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 89, 1948.
- Б е р ч Фр., Ш е р е р Дж., С п а й с е р Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Б е с п а л о в В. Ф. Геологическая карта хр. Каратау. Геология окрестностей Байджан-сая. Алма-Ата, Каз. гос. изд-во, 1940.
- Б е т е х т и н А. Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Б е т е х т и н А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Б и л л и н г с М. П. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Б о г д а н о в А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта.— Сов. геол., № 16, 1947а.
- Б о г д а н о в А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП, 1947б.
- Б о р и с о в А. А., Б у я л о в Н. И. К механике образования грабенов Эмбенских куполов.— Нефт. хоз., № 5, 1938.
- Б о р о д а е в с к и й Н. И. Геологические наблюдения над дайками, сопровождающими рудные поля.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1945.
- Б о р о д а е в с к и й Н. И., Б о р о д а е в с к а я М. Б. Березовское рудное поле (геологическое строение). Металлургиздат, 1947.
- Б р о д И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа.— М., Изд-во МГУ, 1950.
- Б р о н г у л е е в В. В. К вопросу о распространении, морфологии и генезисе мелкой тектонической складчатости на территории восточной части Русской платформы.— Сов. геол., № 16, 1947.
- Б р о н г у л е е в В. В. Амагматические инъекционные явления на платформе. БМОИП, т. 22, № 6, 1947.

- Бронгулеев В. В. О принципе классификации складчатых структур земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформы. Мат. к позн. геол. стр. СССР. БМОИП, нов. серия, № 14/18, 1951.
- Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатой структуры земной коры.— Сов. геол., № 54, 1956.
- Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.
- Бронгулеев В. В., Стихотворцева А. А. Происхождение карбонатных брекчий фаменского и турнейского ярусов хребта Большой Каратау (Южный Казахстан).— Сов. геол., № 3, 1958.
- Бубличенко Н. А. Что такое каратауские брекчии и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау. Пробл. сов. геол., т. 3, № 7, 1934.
- Бубличенко Н. А. Заметки о нижнем палеозое хр. Каратау (Северный Туркестан).— Пробл. сов. геол., т. 2, № 11, 1935.
- Бубличенко Н. А. К происхождению куполовидной складчатости в Каратау. БМОИП, т. 27, № 4, 1952.
- Буюлов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостоптехиздат 1953.
- Ванифатов Н. И. Кливаж и управление горным давлением. Уголь, № 6, 1953.
- Варенцов М. И. Тектоника и нефтеносность Куринской долины между Тбилиси и Сурамом. Нефт. хоз., № 12, 1936.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Ленгостоптехиздат, 1946.
- Вебер В. В. Геологическая карта Кабристана. Тр. НГРИ, серия А, вып. 62, 1935.
- Вебер В. Н. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. (предварительный отчет). Изв. Геол. Комитета, т. XXIV, № 7—8, 1905.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист Аулиэ-Ата, р. VII, л. 6 (с. з. часть), Тр. ЦНИГРИ, вып. 67, 1935.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М., Госиздат, 1925.
- Виллис Б. Механика Аппалачской структуры. М.—Л., Горно-геол.-нефт. изд., 1934.
- Виллис Б. и Виллис Р. Структурная геология. Пер. со 2-го амер. изд., Баку, 1932.
- Виноградов Г. В., Климов К. И. Модуль сдвига и предел текучести кальциевых смазок. ДАН СССР, LVIII, № 8, 1947.
- Виноградов Г. В., Павлов В. П. Зависимость скорости деформации кальциевых смазок от напряжения сдвига. ДАН, LVIII, № 7, 1947.
- Виноградов Г. В., Гвоздев М. М. Упругие и прочностные свойства смазок. ДАН СССР, LXXXVI, № 2, 1952.
- Вировлянский Г. М. Некоторые особенности структуры арсенипиритовых месторождений в карбонатных породах.— В сб.: «Геология горнохимического сырья», вып. 2, Госхимиздат, 1955.
- Воларович М. П. Исследование реологических свойств дисперсных систем.— Коллоидный журн., XVI, № 3, 1954.
- Воларович М. П., Леонтьева А. А., Корчемкин Л. И. Исследования вязкости кристаллических эффузивных горных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения. Зап. минер. об-ва, ч. 69, № 1, 1940.
- Воларович М. П., Балашов Д. Б., Изучение влияния всестороннего давления до 1000 кг/см² на скорость распространения упругих волн в образцах углей. Тр. Геофиз. ин-та, № 34, (161), 1956.
- Воларович М. П., Пархоменко Э. И. Воспроизведение явлений внезапных выбросов угля при сжатии и одновременном кручении тонких образцов. Тр. Геофиз. ин-та, № 34 (161), 1956.
- Волкова М. С. Геологическое строение западных отрогов северо-восточной и центральной части юго-западной ветви хр. Каратау. ОНТИ, 1936.
- Вольфсон Ф. И. Вопросы структуры Прииртышских месторождений на Алтае.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
- Вольфсон Ф. И. Трещинные структуры на Кансайском руднике.— Сов. геол. № 20, 1947а.
- Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры западного Кармазара. Тр. Моск. ин-та цвет. мет. и зол., № 13, 1947.
- Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим разрывам.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений.— В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. М., Изд. Всес. заочн. политехн. ин-та, 1954.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые замечания по статье Г. И. Гуревича. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955а.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955б.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы.— В сб.: «Рудничная геология», № 19, Металлургиздат, 1947.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Лукин Л. И. Основные итоги изучения структур рудных месторождений в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.
- Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Г а л д и н В. Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1957.
- Г а л и ц к и й В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хр. Каратау.— Изв. Геогр. об-ва, т. XV, вып. 6, 1933.
- Галицкий В. В. Об использовании аэрофотоснимков при геологическом картировании палеозойских отложений хребта Каратау. Пробл. сов. геол., № 10, 1935.
- Г а л и ц к и й В. В. Тектоника центрального Каратау. БМОИП, т. 14, № 4, 1936.
- Г а л и ц к и й В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1937.
- Г а л и ц к и й В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов. Сов. геол., № 9, 1940.
- Г а л и ц к и й В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2, 1943.
- Г а л и ц к и й В. В. О геологическом строении и закономерностях в распределении оруденения в Джаманктайском рудном поле Центрального Каратау. ДАН СССР, XLVII, № 3, 1945а.
- Г а л и ц к и й В. В. История образования гор Каратау и ареал тау-сагыза. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 77, вып. 4, 1945б.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изв. АН Груз. ССР, 1949.
- Г е к к е р Р. Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста (ископаемое юрское озеро в хр. Каратау). Тр. ПИН АН СССР, т. XV, вып. 1, 1948.
- Г з о в с к и й М. В. О современном состоянии некоторых основных понятий в учении о геосинклиналях. БМОИП, т. 23, № 4, 1948а.
- Г з о в с к и й М. В. Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1948б.
- Г з о в с к и й М. В. Волнистость простириания крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1953.
- Г з о в с к и й М. В. О задачах и содержании тектонофизики. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 3, 1954а.
- Г з о в с к и й М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954 б.
- Г з о в с к и й М. В. Моделирование тектонических полей напряжений. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 6, 1954в.
- Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. Сов. геол., вып. 41, 1954г.
- Г з о в с к и й М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, № 7, 1956а.
- Г з о в с к и й М. В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. Разведка и охрана недр, № 11, 1956 б.
- Г з о в с к и й М. В. По поводу рецензии Г. И. Гуревича. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1956в.
- Г з о в с к и й М. В. Сопровождение по тектонофизике. Изв. АН СССР, сер. геофиз., хроника, № 7, 1957а.
- Г з о в с к и й М. В. Развитие тектонофизики. Вестник АН СССР, № 4, 1957б.
- Г з о в с к и й М. В. Проблемы тектонофизики. Природа, № 6, 1957в.
- Г з о в с к и й М. В. Метод моделирования в тектонофизике. Сов. геол., № 4, 1958.
- Г з о в с к и й М. В., Ч е р т к о в а Е. И. Моделирование волнистости простириания крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953.
- Г и н з б у р г И. В., Р о з а н о в Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высокого давления. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1951.
- Г и н з б у р г И. И., З а л е с с к и й Б. В. Исследование физических и химических свойств карбонатных пород. Тр. ИГН, вып. 122, 1950.
- Г о л у б я т н и к о в В. Д. Тектоника Дагестана. Геология СССР, т. IX. (Северный Кавказ), Госгеолгиздат, 1947.

- Г о р ш к о в Г. П., Т о ч и л и н М. С. О пликативных микродислокациях в магнетитовых кварцитах протерозоя района Курской магнитной аномалии. Уч. зап. МГУ, вып. 136, Геология, т. III, 1949.
- Г о ф ш т е й н И. Д. Тектоническая трещиноватость осадочных пород в среднем течении р. Днестра.— Изв. АН СССР, сер. геол, № 6, 1952.
- Г р и г г с Д. Прочность и пластичность. В кн.: Берч. Фр. и др. «Справочник для геологов по физическим константам». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Г р и ш к о в а Н. И. Определение механических свойств и упругих постоянных горных пород Донбасса. В сб.: «Труды комиссии по управлению кровлей» ОНТИ — ДНТБУ, Киев, 1937.
- Г у б к и н И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М.—Л., Гос. н.-и. горно-геол. изд. 1934.
- Г у б к и н И. М., Ф е д о р о в С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтеносностью. Тр. 17-й сессии Международн. геол. конгр., т. 4, 1940.
- Г у р е в и ч Г. И. О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954а.
- Г у р е в и ч Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1954б.
- Г у р е в и ч Г. И. О «механическом анализе вопросов тектоники» в его традиционном изложении. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 31 (158), 1955.
- Г у р е в и ч Г. И. О статье М. В. Гзовского «Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов». Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1956.
- Г у х м а н А. А. Физические основы теплопередачи. Теория подобия и ее приложение. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Д а в и д е н к о в Н. Н. Динамические испытания металлов, вып. 2. М., ОНТИ, 1936.
- Д а н и л о в и ч В. Н. О волновой природе складчатости напластований. ДАН СССР, LXVI, № 3, 1949.
- Д а н и л о в и ч В. Н. О происхождении кливажа в складчатой структуре. ДАН СССР, LXVIII, № 2, 1949.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Схема кинематики надвига. ДАН СССР, LXXV, № 2, 1950.
- Д а н и л о в и ч В. Н. О процессе надвига и дифференциальном градиенте движения. Тр. Иркутск. ун-та, т. 5, вып. 2, 1951.
- Д а н и л о в и ч В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск. книжн. изд-во, 1953.
- Д а н и л о в и ч В. И. К применению некоторых понятий механики в геологии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
- Д е м б о Т. М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород. БМОИП, т. 29, № 4, 1954.
- Д е н и с о в Н. Я. К теории прочности глинистых пород. ДАН СССР, LVIII, № 6, 1947.
- Д е н и с о в Н. Я., Р е б и н д е р П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород. ДАН СССР, LIV, № 6, 1946.
- Д у л и ц к а я Р. А., С о к о л о в С. И. Строение и физико-механические свойства каучука, коллагена и производных целлюлозы. В сб. физ.-хим. отдела ЦНИКА, 1927.
- Е л и с е е в Н. А. Структурные особенности рудных полей забайкальских месторождений. Сов. геол., № 26, 1947.
- Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1953.
- Е л и с е е в Н. А. По поводу так называемого «механического анализа» в геологической литературе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Ж у р к о в С. Н., Н а р з у л л а е в Б. Н. Временная зависимость прочности твердых тел. Журн. техн. физ., XXIII, вып. 10, 1953.
- З а л е с с к и й Б. В. Вопросы физико-механической и петрографической характеристики горных пород в связи с оценкой их буримости. Тр. ИГН АН СССР, вып. 89, 1948.
- З а л е с с к и й Б. В., Л а п и н В. В., Т е р -Г р и г о р я н Н. С. Влияние степени однородности карбонатных пород на их физико-механические свойства. Тр. ИГН АН СССР, вып. 84, 1947.
- З а л е с с к и й Б. В., С т е п а н о в В. Я., Ф л о р е н с к и й К. П. Опыт изучения физических свойств известняков Мячковского горизонта. Тр. ИГН АН СССР, вып. 122, 1950.
- З а х а р о в Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- З а х а р о в Е. Е., К о р о л е в А. В. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского месторождения в Донецком бассейне. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- З е н к о в Д. А. Интерминерализационная тектоника как критерий оценки рудных месторождений. В сб.: «Рудничная геология», № 19, Металлургиздат, 1947.

- Иванов М. Н. Метаморфизм Уральских колчеданских месторождений. Сов. геол., № 2, 1939.
- Ивенсен Ю. П. Полиметаллы Ср. Азии и Южного Казахстана. М., ОНТИ, 1937.
- Ивенсен Ю. П. Структурно-морфологические типы пегматитовых жил и условия их образования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.
- Казанский В. И. Некоторые особенности разрывных нарушений в известняково-сланцевых толщах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горн, журн., III, 1883.
- Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Росс. АН, прил. к 55 тому, № 8, 1887.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Росс. АН, № 1, 1894.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России, Пг., 1919а.
- Карпинский А. П. О тектонике Европейской России. Изв. Росс. АН, 1919б.
- Карпинский А. П. Тектоника и палеогеография. Собр. соч., т. II, Изд-во АН СССР, 1939.
- Карпов А. К. Механическая интерпретация структурных форм. Изв. АН КазССР, серия геол., № 115, вып. 12, 1952.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., т. II, № 6, 1934.
- Кассин Н. Г. Металлогенические циклы Казахстана. Пробл. сов. геол., т. III, № 2, 1935.
- Кассин Н. Г. Общая характеристика докембрия, кембрия, силура, девона, карбона и тектоника Восточного Казахстана. В кн.: Геология СССР, т. 20 (Восточный Казахстан) Гостеолиздат, 1941.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1948.
- Кирilloва И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, т. 6, 1949.
- Кирilloва И. В., Сорский А. А., Эз В. В. Письмо в редакцию. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
- Кирilloва И. В., Сорский А. А. О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку, 1956.
- Кирпичев М. В. Теория подобия. Изд-во АН СССР, 1953.
- Кирпичев М. В., Гухман А. А. Применение теории подобия к опыту. Тр. ЛНИТИ, в. 1, 1931.
- Князев И. И. Полиметаллические месторождения хр. Каратау в Южном Казахстане. Тр. IV Всесоюзн. геол. конфер. по цвет. мет., вып. III, 1932.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау. Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Разведка недр, № 5, 1951.
- Константинов М. М. К вопросу о роли диагенеза и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка. Разведка недр, № 5, 1952.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур в рудных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 6, 1951.
- Королев В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. Тр. Инст. геологии АН КиргССР, вып. 7, 1956.
- Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1940.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской структуры. БМОИП, т. 18, № 4—6, 1940.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования соляных куполов. БМОИП, т. 20, № 5—6, 1945.
- Косыгин Ю. А. О работах Американского Геофизического союза в области тектонофизики и геотектоники. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
- Косыгин Ю. А. О вертикальном раздавливании в связи с развитием астенолитов (по поводу статьи Б. и Р. Уиллис). Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1948.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.— Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.— Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В., Розанов Ю. А. Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение. БМОИП, т. 24, № 2, 1949.

- Крейтер В. М. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау к типу Миссисипи-Миссури. Пробл. сов. геол., т. I, № 3, 1933.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956а.
- Крейтер В. М. О статье Г. И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе». Разведка и охрана недр, № 4, 1956б.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
- Крестников В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в мезокайнозойе и четвертичном периоде. БМОИП, т. 30, № 6, 1955.
- Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Матер. по инж. геол., вып. II, Metallurgizdat, 1951.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
- Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. БМОИП, т. 25, № 5, 1950а.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН, вып. 108, 1950 б.
- Кузнецов Г. Н. Механические свойства горных пород. М.—Л., Углетехиздат, 1947.
- Кузнецов Е. А. Петротектонические особенности миаскитов. Вестн. Моск. ун-та, № 7, 1947.
- Кузнецов Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.
- Кузнецов Е. А. Вопросы методики петротектонического анализа. В кн.: «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955.
- Кушнарев И. П. Об условиях образования трещин, вмещающих лестничные жилы Березовского месторождения на Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1949.
- Лабазин Г. С. О благоприятных для оруденения тектонических структурах хр. Каратау. Пробл. сов. геол., № 9 и 10, 1935.
- Лебедев А. П. Основные черты структуры Садоно-Унальской рудоносной зоны. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. Сов. геология, № 54, 1956.
- Лепешков И. Н. и др. Изучение пластичности солей в связи с выяснением условий образования соляно-купольных структур. Изв. сектора физ-хим. анализа АН СССР, т. 19, 1949.
- Ливанов В. К. К вопросу о механизме складкообразования. Пробл. сов. геол., № 12, 1935.
- Лейбензон Л. С. О динамико-температурном условии образования складчатости на поверхности земного шара при его охлаждении. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1939.
- Лизс Ч. К. Структурная геология. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая. Изд. АН КНР, 1955.
- Лукин А. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геол., № 20, 1947.
- Лукин А. И. О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Лукин Д. И., Кушнарев И. П. О термине «кливаж». Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1952.
- Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. ДАН СССР, LXIV, № 5, 1949а.
- Люстих Е. Н. К вопросу о механизме складкообразования. ДАН СССР, LXV, № 6, 1949 б.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., Изд. геодезической литературы, 1953.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. БМОИП, т. 32, № 4, 1957.
- Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Материков М. П. Сталинское оловянно-полиметаллическое месторождение. Сов. геол., № 26, 1947.
- Машианов А. Ж. К вопросу изучения структуры рудного поля. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 12, 1952.
- Машкара И. И. Геология Центрального Каратау. Ком. по делам Геологии. Материалы по геологии Казахстана, вып. I, Л.—М., ГОНТИ, 1939.
- Мехтиев Ш. Ф., Снарский А. Н. Экспериментальная проверка условий образования диапировых складок. Сов. геол., № 6, 1941.
- Мирошников В. П. Генезис структуры рудного поля в хребте Кутитанг. Сов. геол., № 9, 1946.

- М и х а й л о в А. Е. К вопросу о принципах классификации складчатости тектонического происхождения. БМОИП, т. 29, № 2, 1954.
- М и х а й л о в А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
- М и х а й л о в А. Е. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Атасуйского района (Западная часть Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1957.
- М и х а й л о в Н. В. Упруго-пластические свойства нефтяных битумов. Коллоидн. журнал, 17, № 3, 1955.
- М и х а й л о в Н. В., Л и х т г е й м А. М. Исследование полных реологических кривых и формулы для расчета эффективной вязкости структурированных жидкостей с молекулярно-кинетической интерпретацией входящих в них членов. Коллоидн. журнал, 17, № 5, 1955.
- М и х а й л о в Н. В., Р е б и н д е р П. А. Структурно-механические свойства дисперсных и высокомолекулярных систем. Коллоидн. журнал, 17, № 2, 1955.
- М о с к в и н М. М., С е м и х а т о в М. А. Подводноползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- М у з ы л е в С. А. и др. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- М у р а т о в М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе (Южн. склон Главного Кавказского хребта). БМОИП, т. 18, № 2, 1940.
- М у р а т о в М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европ. части СССР и сопредельных стран. В сб.: «Тектоника СССР», т. 2, Изд-во АН СССР, 1949.
- М у р а т о в М. В., К о п ы л е в И. В. Петрографическая характеристика известняков девона и карбона центральной части Каратау. Тр. МГРИ, т. 2, 1936.
- М у х и н В. Г. К геологии центрального и западного Тянь-Шаня. Пробл. сов. геол., № 5, 1935.
- М у ш к е т о в И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание. По данным, собранным с 1874 г. по 1880 г., т. I, СПб., 1886.
- М у ш к е т о в И. В. Туркестан, т. I и II, СПб., 1915.
- М у ш к е т о в Д. И. Основные идеи в тектонике Ср. Азии. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов, 1930.
- Н а д а и А. Пластичность. ОНТИ, 1936.
- Н а л и в к и н Д. В. Геологический очерк Туркестана, Петроград, 1921.
- Н а л и в к и н Д. В. Северный Каратау. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г. в Сыр-Дарьинской области. Изв. геол. ком., № 9, 1924.
- Н а л и в к и н Д. В. Объяснительная записка к геологической карте Туркестана. Изд. геол. ком., 1927.
- Н а л и в к и н Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона Туркестана.— Тр. геол. ком., новая серия, вып. 180, 1930.
- Н а л и в к и н Д. В. Складчатость и несогласие. В сб.: «Акад. В. И. Вернадскому, к 50-летию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1936.
- Н а л и в к и н Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северовосточного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ, вып. 99, 1937.
- Н а л и в к и н а А. К. Значение гониатитовых фаций для стратиграфии девона. В сб.: Девон Русской платформы. ВНИГРИ, Госгеолтехиздат, 1953.
- Н е в с к и й В. А. Тектонические брекчии структур расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. ДАН СССР, LXI, № 6, 1948.
- Н е в с к и й В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.
- Н е в с к и й В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Н е й ш т а д т Л. М. К вопросу об изучении трещиноватости в связи с оценкой инженерно-геологических условий районов проектируемых гидротехнических сооружений. Мат. по инж. геол., вып. IV, 1953.
- Н е й ш т а д т Л. И. Опыт количественного учета трещиноватости в целях инженерно-геологической оценки горных пород. Мат. по инж. геол., вып. IV, 1953.
- Н и к и т и н а Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. БМОИП, т. 23, № 2, 1948.
- Н и к о л а е в В. А. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. Геол. вестн., VI, № 4—6, 1928.
- Н и к о л а е в В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. III Всесоюзн. съезда геол., 1930.
- Н и к о л а е в В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— Тр., III Всесоюзн. съезда геол., вып. I, 1930.

- Н и к о л а е в В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. минерал, об-ва, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Н и к о л а е в В. А. О взаимоотношениях между Северным и Центральным Тянь-Шанем.— Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
- Н и к о л а е в В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1953.
- Н и к о л а е в Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода, т. VIII, 1949.
- Н и к о л а е в Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. БМОИП, т. 27, № 3, 1952.
- Н и к о л а е в Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. Сов. геол., вып. 41, 1954.
- Н о в и к о в а А. С. О трещиноватости пород восточной части Русской платформы Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- О б р у ч е в В. А. Образование гор и рудных месторождений. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- О б р у ч е в В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, серия геол., № I, 1940.
- О в ч и н н и к о в А. М. К методике изучения трещиноватости. Разведка недр, № 4—5, 1938.
- О в ч и н н и к о в А. М. Опыт анализа деформации в меловых известняках Ахунского массива. БМОИП, т. 19, № 1, 1941.
- О г н е в В. Н. Талассо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1939.
- О с о к и н а Д. Н. Изучение желатино-глицериновых студней как материала для оптического метода исследования напряжений. Хроника. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
- О с о к и н а Д. Н. Желатино-глицериновые студни, как материал для оптического метода исследования напряжений. Коллоидн. журнал, 19, № 6, 1957.
- О с о к и н а Д. Н., П а в л о в В. П., В и н о г р а д о в Г. В., Г з о в с к и й М. В. Реологическое и поляризационно-оптическое исследование растворов и гелей этилцеллюлозы. «Тезисы докладов IX конференции по общим вопросам химии и физики высокомолекулярных соединений», Изд-во АН СССР, 1956.
- О ф ф м а н П. Е. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1946.
- П е й в е А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938.
- П е й в е А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.
- П е й в е А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций. БМОИП, т. 21, № 5, 1947.
- П е й в е А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
- П е й в е А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956 а.
- П е й в е А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. Статьи 1, 2. Изд. АН СССР, сер. геол., № 1, 3, 1956 б.
- П е й в е А. В., С и н и ц ы н В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.
- П е р м я к о в Е. Н. Тектоническая трещиноватость русской платформы. Мат. к позн. геол. структуры СССР. Изд. МОИП, отд. геол., т. 12, 1949.
- П е р м я к о в Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. Моск. фил. ВНИИ, вып. II, 1951.
- П е р м я к о в Е. Н., К а р а в а ш к и н а Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. БМОИП, т. 28, № 6, 1953.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. БМОИП, т. 23, № 5, 1948.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. О природе Азиатского горного пояса. В сб.: «Памяти акад. А.Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- П о п о в В. С. Некоторые детали механизма образования тектонических форм с приложением их к Донбассу. Горн. журн., 1933.
- П о п о в В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзССР, 1938.
- П о п о в В. И. О непрерывности тектонических движений. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.

- П о п о в В. В. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. БМОИП, т. 29, № 2, 1954.
- П о с т н о в П. М. Итоги совещания по вопросам теории рудообразования и региональной металлогении. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1952.
- П о т а п о в И. И. Балаханская свита и средний отдел продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН АзССР, № 11, 1946.
- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- П э к А. В. О механизме возникновения сланцеватости. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1940.
- П э к А. В. Основные особенности структуры и процессы минерализации месторождения Тырны-Ауз. Прир. ресурсы Кабардинской АССР, Изд-во АН СССР, 1946.
- П э к А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. Сов. геол., № 20, 1947.
- П э к А. В. К вопросу о так называемом «механическом анализе» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
- П э к А. В., Л у к и н Л. И. Структура и генезис месторождения Ктитеберда. Тр. ИГН АН СССР, вып. 84, 1947.
- Р а м м е л ь м е й е р Е. С. Моллюски из мезозойских озерных отложений хр. Каратау. Тр. ПИН АН СССР, т. XV, вып. I, 1948.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 66, 1948.
- Р е б и н д е р П. А. Физико-химические закономерности процесса деформации. Изд-во АН СССР, 1951.
- Р е б и н д е р П. А., С е г а л о в а Е. Е. Исследование упруго-пластично-вязких свойств структурированных дисперсных систем. ДАН, LXXI, № 1, 1950.
- Р е б и н д е р П. А., Ш р е й н е р Л. А., Ж и г а ч К. Ф. Понизители твердости в бурении. Изд-во АН СССР, 1944.
- Р е з в о й Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы.— Тр. МГРИ, т. XXVI, 1954.
- Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. ВНИГРИ, 1951.
- Р и з н и ч е н к о Ю. В. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 6, 1955.
- Р и з н и ч е н к о Ю. В., С и л а е в а О. И. Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
- Р о д и о н о в П. В. Свинцовое месторождение Аралтау (Актас). Цветные металлы. № 2, 1937а.
- Р о д и о н о в П. В. Полиметаллическое оруденение Аралтау (Актас). Цветные металлы, № 12, 1937б.
- Р о д и о н о в П. В. Перспективы развития разведки района Байджансая. Сов. геол. № 7, 1940.
- Р о д и о н о в П. В. О поисковых признаках свинцово-цинковых месторождений Каратау. Разведка недр, № 3, 1947.
- Р о з а н о в Л. Н. Тектоника сев.-вост. части Горного Дагестана. Сов. геол., № 7, 1940.
- Р о з а н о в Л. Н. Колебательные движения и формирование платформенных структур. Сов. геол., № 39, 1949.
- Р о з а н о в Ю. А., К о с ы г и н Ю. А., Л у ч и ц к и й И. В. Пластическая деформация карбонатных горных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 122, 1950а.
- Р о з а н о в Ю. А., К о с ы г и н Ю. А., Л у ч и ц к и й И. В. Влияние высоких давлений на структуру карбонатных пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 122, 1950 б.
- Р о м а н о в с к и й Г. Д. Материалы по геологии Туркестанского края вып. I, II, III, СПб., 1878.
- Р о м а н о в с к и й Г. Д. Геологический очерк Александровского хребта в Сыр-Дарьинской обл. и Заилийского-Алатау в Семиреченской обл. по отношению к господствующему там направлению землетрясений в течение 1885—1887 г. Зап. минералог. об-ва, 2 серия, ч. 24, 1888.
- Р о н о в А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Тр. ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Р у м я н ц е в С. Тектонические нарушения, наблюдающиеся на северо-западной окраине Кузнецкого каменноугольного бассейна и их объяснение. Горный журн., № 10 и 11, 1928.
- Р ы б а л о в Б. Л. О применимости эллипсоида деформации при изучении структур рудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Р я б и н и н А. Н. Заметка о летающем ящере из юры Каратау (ископаемое юрское озеро в хр. Каратау). Тр. ПИН АН СССР, XV, вып. I, 1948.

- Рябинин А. Н. Черепаха из юры Каратау (ископаемое юрское озеро в хр. Каратау).—
Тр. ПИН АН СССР, XV, вып. I, 1948.
- Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. Определитель палеозойских брахиопод
Подмосковной котловины. Тр. ПИН АН СССР, т. 38, 1952.
- Сатпаев К. И. Минеральные ресурсы Казахстана и их освоение за 20 лет. В кн.: Успе-
хи геол. изуч. Казахстана за 20 лет. Алма-Ата, 1941.
- Семеновенко Н. П. Дизъюнктивные нарушения и микротектонические структуры и
их роль в формировании рудных полей Кривого Рога. Бюлл. Научно-иссл. геол.-разв.
ин-та, № 3—4, 1940.
- Семеновенко Н. П. Трещиноватость и кливаж в горных породах Кривого Рога. Тр.
Днепропетр. гос. ун-та, т. 27, вып. 2, 1941.
- Семеновенко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных место-
рождений т. I. Изд-во АН УССР, 1946.
- Сергунькова О. И. Брахиоподы нижнетурнейских и этреньских слоев хр. Талас-
ского Алатау (Тянь-Шань). Ташкент. 1937.
- Смирнов А. Д. Стратиграфия верхне-девонских и каменноугольных отложений бас-
сейна оз. Соикуль (Тянь-Шань). Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1940.
- Смирнов В. И. Рудные пояса. В сб.: «Вопросы теоретической и прикладной геологии»,
вып. I, 1947.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.
Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.
- Смирнов В. И. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением. Сов.
геол., №11, 1940.
- Сokolov Д. С., Смирнов А. А. Методика графического изображения трещинова-
тости. Разведка недр, № 1, 1937.
- Сообщение о научных работах по сейсмологии и физике недр Земли, представленное в
Международную ассоциацию сейсмологии и физики недр земли к XI Генеральной Ас-
самблее Международного Геодезического и Геофизического Союза. АН СССР, Комитет
по геодезии и геофизике. Глава IV — Тектонофизика. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Сонюшкин Е. П. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жиль-
ных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Сорский А. А. О роли послойных дифференциальных движений при формировании
складчатых структур. ДАН СССР, XXII, № 3, 1950а.
- Сорский А. А. О механизме тектонического разлинзования горных пород. ДАН СССР,
XXII, № 5, 1950 б.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических
толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18, 1952.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН, вып. 73,
1947.
- Страхов Н. М. Известково-доломитные фации современных и древних водоемов. Тр.
ИГН, вып. 124, 1951.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 4,
1956.
- Судовиков Н. Г. Структура будинажа в гранитизированных областях. ДАН СССР,
LVIII, № 8, 1947.
- Тархов А. Г. Анизотропия физических свойств горных пород и ее значение в геоло-
гических исследованиях. Пробл. сов. геол., № 6, 1936.
- Тацинина М. В. Изверженные породы Бородайтау и Кулантау (хр. Каратау), Изд.
АН КазССР, 1951.
- Тектоника Центрального Казахстана. Тектоника СССР, т. I, Изд-во АН СССР, 1948.
- Тектонофизическое совещание (решение совещания). Сов. геол., № 61, 1957.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.—Л., Госгеолиздат, 1934.
- Тетяев М. М. Письмо в редакцию. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1955.
- Тимофеевский Л. А. Структурные особенности Константиновского месторожде-
ния. Сов. геол., № 20, 1947.
- Ужик Г. В. Сопротивление отрыву и прочность металлов. Изд-во АН СССР, 1950.
- Усов М. А. Тектоника Сунженского каменноугольного месторождения. Изв. Сиб. геол.
ком., т. I, вып. 2, Томск, 1919.
- Усов М. А. Тектоника Анжерского каменноугольного месторождения. Изв. Сиб. геол.
ком., т. I, вып. 4, Томск, 1920.
- Усов М. А. Элементы тектоники Ленинского р-на Кузнецкого каменноугольного бас-
сейна. Томск, 1923.
- Усов М. А. Состав и тектоника Кемеровского месторождения Кузнецкого бассейна.
Изв. Сиб. геол. ком., V, вып. 4, Томск, 1926.
- Усов М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. В сб. по геологии
Сибири, Томск, 1933.
- Усов М. А. Тектоника Кузбасса. Пробл. сов. геол., т. V, № 2, 1935.

- У с о в М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап. Сиб. геол. треста, Томск, 1936.
- У с о в М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1940а.
- У с о в М. А. Структурная геология. М., Госгеолиздат, 1940 б.
- Ф е р б е р н Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М., Изд. иностр. лит-ры, 1949.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. В кн.: Избранные труды, т. II, Изд-во АН СССР, М. 1953.
- Ф е р с м а н А. Е. Геохимия. Избранные труды, т. III, Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Ф и л и п п о в а М. Ф. Петрографическая характеристика и условия образования юрских пород хр. Каратау. Тр. ПИН АН СССР, XV, вып. I, 1948.
- Ф р и д м а н Я. Б. Единая теория прочности материалов. М., Оборонгиз, 1943.
- Ф р и д м а н Я. Б. Механические свойства металлов. М., Оборонгиз, Изд. 2, 1952.
- Ф у р м а р ь е П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. Межд. геол. конгр., XVII сессия 1937, т. I, 1939.
- Х а и н В. Е. К проблеме соотношений орогенеза и эпейрогенеза. Сов. геол., № 7, 1938.
- Х а и н В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1948.
- Х а и н В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950а.
- Х а и н В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950б.
- Х а и н В. Е. Некоторые вопросы происхождения и развития складчатости. (Автореферат доклада). БМОИП, т. 28, № 1, 1953.
- Х а и н В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954а.
- Х а и н В. Е. К проблеме классификации структурных изгибов земной коры. ДАН АзССР, т. X, 1954б.
- Х а и н В. Е., Ш а р д а н о в А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
- Х е р а с к о в Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта. БМОИП, т. 10, № 3—4, 1932.
- Х о л о д о в В. Н., К о м а р о в а Г. В., К о н д р а т ь е в а И. А. Роль тектонических структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1956; № 4, 1957.
- Х о р о ш и л о в Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Х р а м у ш е в А. С. Гидрогеологическая классификация трещиноватости горных пород. Сов. геол., № 4, 1941.
- Ч е р т к о в а Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 14, вып. 5, 1950.
- Ч е р н ы ш е в В. Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скальвания и разрыва. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Ш а т с к и й Н. С. Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Южного Поволжья. Тр. Высш. Моск. Горн. Акад., т. I, № 1, 1922.
- Ш а т с к и й Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дыльма (северный Дагестан). Тр. ГИНИ, № 4, НТУ, ВСНХ, № 3, 1929.
- Ш а т с к и й Н. С. О неокатастрофизме. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938.
- Ш а т с к и й Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. к позн. геол. структуры СССР, нов. серия, вып. 2/6, 1945.
- Ш а т с к и й Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
- Ш а т с к и й Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1951.
- Ш н е е р с о н Б. Л. О применении теории подобия при тектоническом моделировании. Тр. Ин-та теорет. геофиз. АН СССР, 3, 1947а.
- Ш н е е р с о н Б. Л. К вопросу о механизме образования соляных куполов. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 6, 1947б.
- Ш н е е р с о н Б. Л. Некоторые случаи деформации горных пластов, находящихся в пластическом состоянии.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4, 1948.
- Ш н е е р с о н Б. Л. Некоторые задачи о движении вязких жидкостей в применении к геологии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953.
- Ш р е й н е р А. Л. Вопросы механики горных пород. Гостоптехиздат, 1945.

- Шрейнер А. Л. Физические основы механики горных пород. М.—Л. Гостоптехиздат, 1950.
- Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике хр. Терской Алатау в районе р. Нарын. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1938.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Зап. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 3, 1948.
- Эз В. В. Тектоника Северо-западной части Центрального Каратау. Сов. геол., 41, 1954.
- Эз В. В. Джилаганатинский пологий надвиг в хр. Каратау. БМОИП, т. 31, № 2. 1956.
- Эйгенсон Л. С. Моделирование. Изд-во «Сов. наука», 1952.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
- Adams F. D. An experimental investigation into the flow of rocks.— C. R. XI Congr. Geol. Int., p. 911—945, 1910a.
- Adams F. D. An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks.— J. Geol., v. 18, 1910b.
- Adams F. D. An experimental contribution to the question of the depth of zone of flow in the Earth's crust.— J. Geol., v. 20, February—March, 1912.
- Adams F. D. On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks.— J. Geol., v. 25, p. 597, 1917.
- Ander son E. M. The dynamics of the formation of conesheets, Ring-dykes and Calderon-subsidences.— Proc. Roy. Soc. of Edinburgh, v. LVI, 1935.
- Ander son E. M. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. London, 1942.
- B ä r t l i n g R. Das Verhältnis zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirk. C. R. II Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen, 1927.
- B e c k e r G. F. Finite Homogeneous Strain Flow and Rupture of Rocks.— Bull. Geol. Soc. Am., 4, p. 13—90, 1893.
- B e c k e r G. F. Experiments on schistosity and slaty Cleavage.— Bull. U. S. Geol. Surv., № 241, 1904.
- B e m m e l e n R. W. The undation theory of development of the Earth's crust.— Trans. Int. Geol. Congr., Washington, v. 2, 1933.
- B r i d g m a n P. W. The Failure of Cavities in Crystals and Rocks under Pressure.— Am. J. Sci., v. 45, 1918.
- B r i d g m a n P. W. Shearing Phenomena at High Pressure of Possible Importance for Geology.— J. Geol., v. 44, No 6, 1936.
- J o h n G. B r o n g h t o n . An example of the development of cleavage.— J. Geol., v. 54, No 1, 1946.
- B u c h e r W. H. The mechanical interpretation of joints.— Geol., v. 28, p. 716—718, 1920.
- C a d e l l H. Experimental researches in mountains building. Trans. R. Soc., Edinburgh, v. XXXV, pt. 7, 1858.
- C a r o z z i A. Etude Stratigraphique et Micrographique du Purbechien du Jura Suisse. Thèse Univers. de Genève. Inst. de Géol., 1948.
- C h a n g S. C. On minor structures.— Bull. Geol. Soc. China, v. 24, No 2—4, 1944.
- C h a n g S. C. On the genesis of joints and their applications to geological phenomenon.— Bull. Geol. Soc. China, v. 26, No 1—4, 1946.
- C h a n g W. Y. A Preliminary Note on X and Y shaped Joints.— Bull. Geol. Soc. China, v. 24, p. 235—238, 1944.
- C h a n g W. Y. Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena.— Contrib. Nat. Res. Inst. of Geol. Academia Sinica, No 8, 1948a.
- C h a n g W. Y. A method of approximately measuring changes of thickness due to folding of beds without oolitic, conglomeratic, spitted, concretionary or amigdaloidal structures.— Nat. Peking Univ., Geol. Series, December, p. 141—146, 1948b.
- C l o o s H. Experimente zur inneren Tektonik.— Ztr. f. Min., v. 12, S. 609—621, 1928.
- C l o o s H. Künstliche Gebirge I, II. Frankfurt a. Main: Senkenbergische Naturforschende Ges., H. 5, 225—243, 1929; H. 6, S. 258—269, 1930a.
- C l o o s H. Zur experimentellen Tektonik I. Vergleichende Analyse dreier verschiebungen.— Geol. Rundschau, v. 21, H. 6, S. 353—367, 1930b.
- C l o o s H. Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beispiele Naturwissenschaften 18th Jahrg., H. 34, S. 741—747, 1930c.

- C l o s s H. Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten.— Naturwissenschaften, 19th Jahrbg. H. 11, S. 242—247, 1931a.
- C l o s s H. Fließen und Brüchen in der Erdkruste und im geologischen Experiment.— Plastische Massen in Wissenschaft und Tektonik, v. 1, 6p, 1931b.
- C l o s s H. Über Biegungsbrüche und selektive Zerlegung.— Geol. Kundschau., v. 24, M. 2, C. 203—219. 1933.
- C l o s s H. Einführung in die Geologie. Berlin, Bornträger. S. 503, 1936.
- C l o s s H. Hebung, Spaltung, Vulkanismus. — Geol. Rundschau, v. 30, S. 405—527, 1939.
- C l o s s E. Flowage and cleavage in Appalachian folding. — Trans N. Y. Acad. Sci., v. 3, p. 185—190. 1941.
- C l o s s E. Feather joints as indicators of the direction of movements on fault, thrusts, joints and magmatic contacts.— Nat. Acad. Sci., Proc., v. 18, p. 387—395, 1932.
- C l o s s E. Method of measuring changes of stratigraphic thicknesses due to flowage and folding.—Trans. Am. Geoph. Un., p. 275—280, 1945.
- C l o o s R. Lincation: a critical review and annotated bibliography.— Geol. Soc. Am. Mem., v. 18, 1946.
- C l o o s E. Boudinage. — Trans. Am. Geoph. Un., v. 28, No 4. 1947a.
- C l o o s E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — Bull. Geol. Soc. Am. v. 58, No 9, 1947b.
- C l o o s E. Experimental analysis of fracture patterns. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 66, No 3, 1955.
- C o r i n F. A propos du boudinage en Ardenne. — Bull. Soc. Belge. Geol. Pal., Hydr., t. XLII, p. 101 — 117, 1932.
- C r o s b y W. O. The origin of parallel and intersecting joints. — Am. Geol., v. 129, p. 368, 1893.
- D e t u r y J. S. Compression creep of rubber and rock. — J. Geol., v. 1, No 2, 1942.
- D o b r i n M. B. Some quantitative experiments on a fluid salt-dome model and their geological implications.— Transact. Nat. Research Council Am. Geoph. Union, t. II, 1941.
- D a u b r e e A. Études synthétiques de géologie expérimentale. Paris, 1879.
- E s c h e r B. G., K u e n e n P. H. Experiments in Connection with Salt Domes. Leische geologische Medede elingen. Deel. 3, Aflevering 3, II, p. 151 — 182, 1929.
- F a v r e A. Experiences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie.—Compt. rendus Acad. Sci., Paris, v. LXXXVI, p. 1092, 1878.
- G l a n g e a n d Louis. Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale.— Bull. Soc. Geol. France, série 6, v. 1, No 8, p. 735—762, 1951.
- G o g u e l J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre.— Mém. Carte Géol., 1942.
- G o g u e l J. Observations sur la déformation d'un calcaire métamorphique. — Bull. Soc. Géol. France, série 5, t. 18, 1948.
- G o g u e l J. Traité de Tectonique. Paris, 1952.
- G r i g g s D. Theory of Mountain Building. — Am. J. of Sci., No 9, 1929.
- G r i g g s D. T. The Strain Ellipsoid as a theory of Rupture. — Am. J. Sci., v. 30, p. 121 — 137, 1930.
- G r i g g s D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. — J. Geol., v. 44, No 5, 1936.
- G r i g g s D. Creep of Rocks. — J Geol., v. 47, No 3, 1939.
- G r i g g s D. T. Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallisation.— Bull. Geoph. soc. Am., v. 51, No 7, 1940a.
- G r i g g s D. T. Deformation of rocks in the laboratory.— Trans. Am. Geoph. Un. Nat. Res. Council, Pt. II, 1940b.
- H a f n e r W. Stress distributions and faulting — Bull. Geol. Soc. Am., v. 62, No 4, 1951.
- H a l l J. On the vertical Position and the convolutions of certain strata and their relation with granite.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 7, 1815.
- H a r b o r t E. Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhörste. Monatsber. Deutsche Geol. Gesellschaft, 62, 1910.
- H a r b o r t E. Zur Frage der Aufpassungsvorgänge und des nordwestdeutschen Salzvorkommen. «Kali», H. 5, 1913.
- H e i m A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. B. II, 1878.
- H e i m A. Geologie der Schweiz. B. II; I. Hälfte, 1919.
- H e w e s L. I. A Theory of surface cracks in Mud and Lava and Resulting geometrical relations.—Am. J. Sci., v. 246, No 3, 1948.
- H i l l s E. C. Examples of the Interpretation of Folding. — J. Geol., No 1, 1945.
- H i l g e n b e r g O. C. Die Bruchstruktur der sialischen Erdkruste. Berlin. 1949.
- H i n a t a H. Experimental studies on Form and Growth of Cracks in Glass Plate.—Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res., V. 16, No 322, Tokyo, 1931.
- H o T. L. Petrofabric analysis of some wutai schist and its bearing on the tectonite. — Bull. Geol. soc., China, v. 26, p. 109—119, 1946.

- H o s k i n s C. M. Flow and fracture of rocks as related to structure. — U. S. Geol. Surv. 16-th. An. Rep., Pt. 1, p. 845, 1894.
- H u b b e r t M. K. The direction of the stresses producing given geologic strains. — J. Geol., v. 36, 1, p. 75—84, 1928.
- H u b b e r t M. K. Theory of scale models as applied to the study of geological structures.— Bull. Geol. Soc. of Am. v. 48, p. 1459—1520, 1937.
- H u b b e r t M. K. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. — Bull. Geol. Soc. of Am., v. 62, No 4, p. 355, 1951.
- J e f f r y s H. On the mechanics of folding.—Geog. Mag., No 5, 1942.
- J o l i f f e A. W. Structures in the Canadian shields. — Transact. of Am. Geoph. Union, pt. II, p. 699, 1942.
- K a r m a n T. Festigkeitversuche unter allseitigem Druck. — Verh. Deutsch. Irigen., 5, 1911.
- K o b e r L. Der Bau der Erde. Wien. 1926.
- K o e n i g s b e r g e r G., M o r a t h O. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. —Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 65, 1013.
- L e e J. S. Geomechanics (in chinese) chung. Shanghai, 1945.
- L e e J. S. The strain Ellipsoid and shear Planes in Rocks.—Bull. Geol. Soc. China, v. 28, p. 13—24, 1948.
- L e e J. S., C h e n C. H., L e e M. T. Experiments with clay on schear fractures. — Bull. Geol. Soc. China, v. 28, No 1—2, 1948.
- L e i t h . Rock cleavage — U. S. Geol. Surv. Bull. 239, p. 216, 1905.
- L i Szu-kuang. Vortex structure and other problems relating to the compounding of geotectonic systems of North-West China. Academia Sinica, 1955.
- L i n k T. A. The origin and significance of «epianticlinal» faults as revealed by experiments. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 11, No 8, 1927.
- L i n k T. A. Some applications of the strain ellipsoid. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 13, p. 1449, 1929.
- L i n k T. A. Experiments relating to salt dome structures. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 14, No 4, 1930.
- L i n k T. A. Individualism of orogenies suggested by experimental data. — Bull. Am. As. Petr. Geol., v. 15, No 4, 1931.
- L o h e s t M. Experiences de tectonique. — Ann. d. Soc. Géol. de Belgique, v. 39, 1912.
- L e v e r i n g T. S. The fracturing in incompetent beds. — J. Geol., v. 36, p. 709—771, 1927.
- L o v e r i n g T. S. The relations between stress, strain and ruptures in structural Geology.— Bull. Geol. Soc. Am., v. 38, p. 151—523, 1927.
- M e a d W. J. Notes on the mechanics of geologic structures. — J. Geol., v. 28, p. 505— 523, 1920.
- M e a d W. J. Folding rock flowage and foliate structures. — J. Geol., v. 48, p. 1007, 1940.
- M a š k a M. K tektonicke analyse krystalinika (drobna tektonika Krkonoš). Praha, 1954.
- M o h r O. Über die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperselementes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre.— Der Cioilingenier. H. 2 u. 3, Leipzig, 1882.
- M o h r O. Abhandlungen auf dem Gebiete der Technischen Mechanik. 1914.
- M o r s e R. R. A Note on Jointage and the application of the strain ellipsoid. — J. Geol., v. 31, No 8, 1923.
- N e t t l e t o n L. L. Fluid mechanics of salt domes. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 18, No 9, 1934.
- N e t t l e t o n L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt dome formation.—Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 27, No 1, 1943.
- N e v i n Ch. Principles of structural geology. 1942.
- N o w a k E. Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien. — Geol. Rundschau, v. 12, 1921.
- P a e c k e l m a n n W. Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlande. —Z. Deut. Geol. Ges. 82, 1930.
- P a r k e r T. Y., M c - D o w e l l A. N. Model studies of Salt dome tectonics. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 39, No 12, 1955.
- P a u l c k e W. Das Experiment in Geologie. Berlin, 1913.
- P h i l l i p s D. W. Tectonics of mining. Colliery Engineering. June—Okt., 1948.
- Q u i r k e T. Concerning the process of thrust faulting. — J. Geol. v. 28, p. 417, 1920.
- R a m b e r g H. Natural and experimental boudinage and pinch-and swall structures.— J. Geol. v. 63, No 6, 1955.
- R e a d e T. M. The origin of mountain ranges considered experimentally, structurally, dynamically and in relation to their geological history. London, 1886.
- R e i e r E. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.
- R e i e r E. Geologische und Geographische Experimente. H. I — Falten, H. II — Vulkanische und Massen eruptionen, H. III — Rupturen, H. IV—Methoden und Apparate, Leipzig, 1892—1894.

- R i e d e l W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — Cbl. f. Min., Geol. u. Palaeont, Abt. B., v. 30, S. 354—368, 1929.
- R i n n e F. Bemerkungen über künstliche Bruchsysteme und ihre geologische Analogien. — Cbl. f. Min. Abt. B., S. 553—569, 1928.
- R o b e r t s o n E. C. Experimental study of the strength of rocks. — Bull. Geol. Soc. Am v. 66, 1955.
- S a n d e r B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
- S a n d e r B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. v. I, II, Wien, 1948—1950.
- S h e l d o n P. Some observations and experiments on joint planes. — J. Geol. v. 20, 1912.
- S c h e l d o n P. G. Note on the Angle of Fracture cleavage.— J. Geol., v. 36, No 2, p. 171—175, 1928.
- S c h m i d t W. Gefügestatistik.— Tscherms. Min. u. Petr. Mitt., v. 38, S. 392—423, 1925.
- S c h m i d t W. Tektonik und verformungslehre. Berlin, 1939.
- S h a i n i n V. E. Conjugate sets of an echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton Virginia.—Geol. Soc. Am. Bull., v. 61, p. 509—517, 1940.
- S o r b y H. C. On the origin of slaty cleavage. — Edinburgh New Phil. J., v. IV (LV), p. 137, 1853.
- S t i l l e H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 1924.
- S t u t z e r O. Absinken, Sedimentation und faltungsgleichzeitige Vorgänge in manchen Erdölgebieten.— Geol. Rundschau, 21, 1930.
- S u e s s E. Die Entstehung der Alpen. 1875.
- S w a n s o n C. P. Notes on stress, strain and joints. — J. Geol., v. 35, p. 183—224, 1928.
- S u n T. C., K u T. C. Bruch structure and related Minor structures in the vicinity of tunglu, chekiang.— Nat. Res. Inst. of Geol. Acad. Sinica, No 8, 1948.
- T o r r e y P. D. a. Fralich C. E. An experimental Study of the Origin of Salt Domes. — J. Geol., v. 34, 1926.
- V e n i n g M e i n e s z F. A. Shear Patterns of the Earth Crusts. — Trans. Am. Geoph. Union., v. 28, 1947.
- W a l l a c e R. Geometry of shearing stress and relation to faulting. — J. Geol., v. 59, No 2, 1951.
- W a n g C. G. Petrographi cel and structural Investigation in the Hengshan Intrusives of Central. Hunan. Contrib.—Nat. Res. Inst. of Geol. Acad. Sinica, No 8, 1948.
- W e g m a n n C. E. Note sur le boudinage. —BSGF, v. 11, p. 477—491, 1932
- W i l l i s B. The mechanics of Appalachian structure.— U. S. Geol. Survey, 13 Annual Report, pt. 2, p. 211—281, 1893.
- W i l l i s B. a. Willis S. Eruptivity and mountain building.— Bull. Geol. Soc. Am. v. 52, No 10, 1941.
- W i l s o n G. Ptygmatic structures and their formation.— Geol. Magazine, v. LXXXIX, No 1, 1952.
- W i l s o n J. T. An approach to the structure of the canadian shield. Transact. Am. Geoph. Un., v. 29, No 5, 1948.
- W o o F. E. Experimental Determination of jounsgs moduli of Rocks.— Nat. Res. Inst, Geol. Academia Sinica, Men 10, Nanking, 1930.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть первая	
История и основные задачи тектонофизических исследований	
Глава 1. Общая задача тектонофизики	7
Глава 2. Основные этапы развития тектонофизики	11
Глава 3. Основные направления тектонофизических исследований и их ближайшие задачи	29
Часть вторая	
Тектоника Байджансайского антиклинория	
Общая характеристика геологического строения	41
I. Основные этапы истории формирования Байджансайского антиклинория	
Глава 4. Протерозойский этап	50
Глава 5. Каледонский этап — от протерозоя до середины девонского периода	53
Глава 6. Герцинский этап — от середины девонского периода до конца палеозойской эры	67
Среднедевонская эпоха и франкий век — 67. Фаменский век — 75. Турнейский век — 93. Визейский век — 110. Средне- и верх- некаменноугольная эпохи и пермский период (верхний палеозой) — 112.	
Глава 7. Альпийский этап — мезозойская и кайнозойская эры	123
II. Строение крупных структурных элементов Байджансайского антиклинория	
Глава 8. Общая характеристика структуры Каратау	130
Глава 9. Прилежащая к Байджансайскому антиклинорию часть Кокд- жотского горста	142
Глава 10. Байджансайский антиклинорий	146
Аксуранская синклиналь — 146. Главная Каратауская зона раз- рывов — 155. Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь — 158. Дегризско-Коксайская синклиналь — 171. Кокбастау-Булакбетская антиклиналь — 176. Кызылсанско-Бозбутацкая синклиналь — 187. Акбетская антиклиналь — 192.	
Глава 11. Леонтьевский грабен	208
III. Выводы	
Глава 12. Структура Байджансайского антиклинория	209
Глава 13. История формирования Байджансайского антиклинория	215
Глава 14. Проблема механизма формирования Байджансайского антикли- нория и связанные с нею тектонофизические вопросы	227
Résumé	237
Условные обозначения в списке литературы	239
Л и т е р а т у р а	240

Михаил Владимирович Гзовский

Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория

Утверждено к печати Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта Академии наук СССР
Редактор издательства К. М. Федотьев. Технический редактор Е. М. Макуни
РИСО АН СССР № 20—11В. Сдано в набор 24/IX—1958 г. Подписано к печати 18/II—1959 г.
Формат 70×108¹/₁₆. 16 печ. л. + 9 вклеек 22,3 уч.-изд. л. Тираж 1700 экз. Т-00398. Изд. № 1725.
Тип. зак. № 3271. Цена 16 р. 70 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21