

В. С. ВОЙТОВИЧ

ПРИРОДА ДЖУНГАРСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER
GEOLOGICAL INSTITUTE

V. S. VOITOVICH

NATURE
OF THE DZHUNGAR
DEEP-SEATED
FAULT

Transactions, vol. 183

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1969

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. С. ВОЙТОВИЧ

ПРИРОДА
ДЖУНГАРСКОГО
ГЛУБИННОГО
РАЗЛОМА

Труды, вып. 183

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1969

Природа Джунгарского глубинного разлома. Войтович В. С. Труды ГИН, вып. 183, 1969 г.

Джунгарский глубинный разлом по положению в варисской структуре относится к разряду секущих. Складчатые сооружения в зоне разлома смещены по взбросо-сдвигам и осложнены диагонально-сдвиговой ассоциацией структур. Местами наблюдаются покровно-сдвиговые нарушения, а также сопряженные со сдвигами взбросы, надвиги и зоны смятия. На юге Джунгарских ворот развиты приразломные грабен-синклинали в верхнепалеозойских орогенных отложениях. В новейшую эпоху по Джунгарскому разлому проходила граница горных поднятий и межгорных впадин, сформировались разнообразные приразломные структуры: горсты, грабены, ступени, надразломные антиклинали и сейсмодислокации. Джунгарский разлом интересен как геохимическая линия Восточного Прибалхашья, к которой приурочены ультрабазиты, дайки и малые интрузии кислого, среднего и основного состава, гидротермальные проявления и ряд полезных ископаемых.

В работе рассматриваются горизонтальные и вертикальные тектонические движения в зоне Джунгарского разлома, их взаимосвязь и значение в формировании структуры прилегающей территории и приразломных дислокаций. С учетом сдвиговых смещений намечены новые перспективные участки для поисков полезных ископаемых. Таблиц 5. Библ. 119 назв. Иллюстраций 63.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главн. редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

А. В. ПЕЙВЕ

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
K. I. Kuznetzova, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

A. V. PEIVE

ВВЕДЕНИЕ

Джунгарский разлом протягивается в северо-западном направлении почти на 500 км в Восточном Прибалхашье и Пограничной Джунгарии. Он большей частью хорошо выражен в рельефе и отделяет горное поднятие Джунгарского Алатау от Алакольской и Джунгарской межгорных впадин и соединяющего их грабена Джунгарских ворот.

Джунгарский разлом называют иногда Главным Джунгарским, а многочисленные примерно параллельные и нередко оперяющие его разрывные разрушения северо-западного простирания — Джунгарской системой разломов, ширина которой местами достигает нескольких десятков километров.

Среди разнообразных геологических исследований территории, прилегающей к Джунгарскому разлому, важное место занимают многолетние геологические съемки Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), в которых в 1958—1962 гг. участвовал и автор, затем в течение четырех лет изучавший Джунгарский разлом под научным руководством академика А. В. Пейве. При исследовании Джунгарского разлома были установлены горизонтальные движения блоков вдоль него в варисскую и новейшую эпохи, доказательствам которых в работе уделяется особое внимание.

Джунгарский разлом интересен тем, что в его зоне хорошо выражены на местности и на аэрофотоснимках как новейшие, так и более древние приразломные структуры, что позволяет на ряде участков надежно устанавливать характер тектонических движений.

К тому же здесь наблюдаются и горизонтальные и вертикальные смещения блоков, неоднократно возобновлявшиеся в варисскую и новейшую эпохи, что позволяет рассматривать проявления тектонических движений разного характера и их взаимосвязь в историческом плане.

Постановка названной темы исследования весьма своевременна: изучение природы Джунгарского разлома, во-первых, представляет регионально-геологический интерес и важно для понимания особенностей структурного плана обширной прилегающей к нему территории, покрытой к настоящему времени среднемасштабной геологической съемкой, и, во-вторых, привлекает к себе внимание с точки зрения разработки ряда злободневных теоретических вопросов тектоники.

При написании работы наряду с собственными исследованиями использовались материалы геологических съемок Всесоюзного аэрогеологического треста и Южно-Казахстанского геологического управления. Собранная во время полевых исследований фауна и флора в палеозойских отложениях определялась Н. В. Литвинович, Т. В. Свербиловой, И. П. Морозовой, М. Н. Соловьевой, Т. Т. Шарковой, А. И. Чудиновой и А. Л. Юриной. При изучении неотектоники и новейших сдвигов автор воспользовался рядом важных методических указаний Е. В. Шанцера.

Полезные замечания по работе в целом и отдельным ее частям получены от Г. Д. Ажгирея, В. А. Буша, В. В. Галицкого, В. И. Елисеева, Ю. И. Казанина, В. В. Ламакина, А. В. Лукьянова, Н. Г. Марковой, А. А. Массарковского, Б. М. Руденко, Е. В. Шанцера и Н. А. Штрейса.

Основные цели исследований следующие: 1) выяснение положения Джунгарского разлома в общем структурном плане Восточного Прибалхашья и его роли в геологическом строении и истории развития прилегающей территории; 2) детальное изучение зоны Главного Джунгарского и ряда других разломов Джунгарской системы, характера движений по ним и приразломных пликтивных и дизъюнктивных дислокаций. Рассмотрение этих во многом взаимосвязанных вопросов позволяет выявить природу Джунгарского разлома, определить, является ли он глубинным, установить основные черты его строения и истории развития.

Решение первой из перечисленных задач производилось обычными методами геологической съемки. Автором совместно с Н. М. Давыдовым и Ю. А. Твердисловым в 1958—1966 гг. были изучены выступы палеозойского фундамента Алакольской впадины, что позволило с учетом геофизических данных обосновать продолжение в ее пределы двух варисских тектонических зон и рассмотреть положение среди них Джунгарского разлома. При этом оказалось необходимым на фоне общего анализа структуры Прибалхашья сравнить палеозойские складчатые сооружения, наблюдающиеся по обе стороны от Джунгарского разлома.

Результаты этих исследований отражены во II главе — «Варисская структура Восточного Прибалхашья и положение в ней Джунгарского разлома». Здесь же охарактеризованы приразломные интрузии и гидротермальные проявления.

Исследование собственно зоны Главного Джунгарского и других разломов, характера движений по ним и приразломных дислокаций проводилось с применением различных методических приемов.

Для изучения варисских движений и приразломных дислокаций детально картировались складчатые структуры в зонах разломов с применением аэрофотоснимков; особое внимание при этом уделялось часто недооценивающимся при обычных геологических съемках изгибам в плане (особенно близ разрывных нарушений) структурных элементов: осей складок и простираний слоев палеозойских отложений на их крыльях. Характер таких изгибов позволяет надежно определить направление горизонтальных смещений по разломам.

Расчет вертикальных смещений в ряде случаев производился путем сравнения ширины ядра складки, пересеченной разломом, в разных блоках; в каждом из них ширина ядра измерялась по выходам отложений одного и того же возраста; определение амплитуды смещения производилось графически на геологических разрезах.

Местами известный интерес для выявления направлений движений блоков представляло изучение плоскости сместителя и особенно зеркал скольжения на ней. Однако на некоторых участках нередко в одном и том же обнажении штрихи на зеркале скольжения располагались в различных пересекающихся направлениях (в частности, иногда в вертикальном и горизонтальном) и отражали, следовательно, лишь отдельные неоднократно возобновлявшиеся подвижки по разлому, не указывая направление основного смещения.

Большое значение имело исследование оперяющих разрывов и трещин тектонического происхождения, которые в зоне Джунгарского разлома чаще всего образуют четко выраженные системы. Трещины скалывания отличались от трещин отрыва по общепринятым признакам: первые, в отличие от вторых, чаще всего ровные, прямолинейные, пересекающие горные породы, не считаясь с их неоднородностью (в частности, они пересекают гальку и цемент конгломератов). Отдельные систе-

мы трещин местами настолько хорошо выражены на аэрофотоснимках, что измерять их простирания на местности нет необходимости. Нередко в обнажениях трещины наиболее распространенных систем проявлены четко, ориентированы единообразно и отстоят друг от друга на несколько сантиметров или дециметров. Вследствие этого оказалось вполне возможным производить их измерение упрощенным методом: непосредственно в поле, в обнажении, выделялись системы трещин и замерялись отдельно трещины каждой системы, которые нередко ориентированы почти идеально параллельно друг другу, что облегчало измерение. При этом отмечались особенности морфологии трещин и, что особенно важно, характер смещений по трещинкам. В отдельных обнажениях измерялось до 100—300 трещин, причем в некоторых из них для контроля изучались все трещины подряд (а не по системам).

При картировании отдельных участков измерение трещиноватости производилось только в обнажениях, а между ними распространенность отдельных систем трещин оценивалась приблизительно в процессе маршрутов, тем самым достигалась массовость измерений и исключались возможные случайные ошибки. Местами по ориентировке опережающей трещиноватости, в частности, по двум сопряженным системам трещин скалывания и с учетом мелких подвижек по ним, оказалось возможным (в совокупности с другими признаками) определять направление смещений по разломам и ориентировку проявившихся при этом тектонических напряжений. Кроме того, был проведен микроструктурный анализ тектонитов мраморизованных известняков, развитых в северо-восточном крыле Джунгарского разлома в долине р. Ргайты.

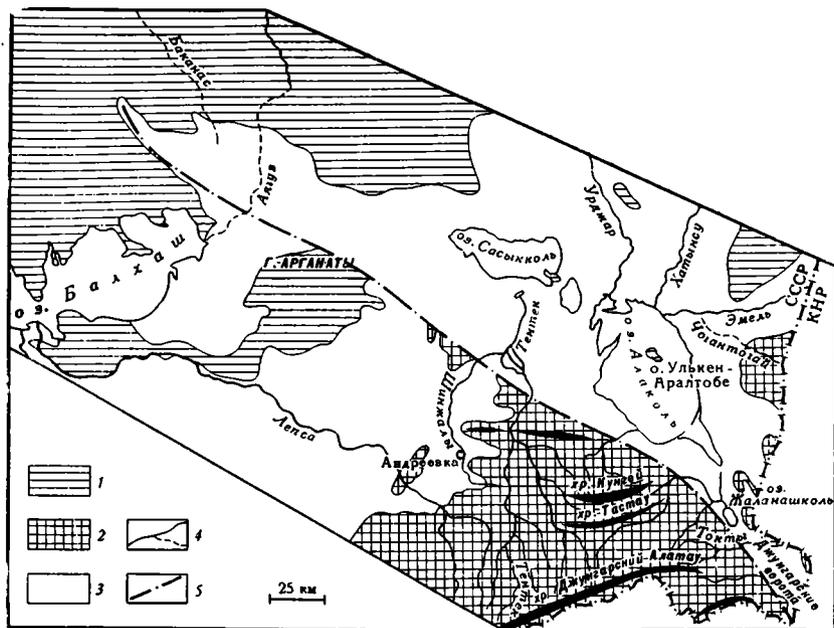
На ряде участков в зонах разломов наблюдаются сложно построенные складчато-блоковые структуры, состоящие из мелких (в сотни метров в поперечнике) тектонических блоков. Для выявления особенностей их строения оказалось необходимым проводить детальное геологическое картирование на основе увеличенных аэрофотоснимков.

Перечисленные методические приемы применялись при изучении варисских движений по разломам, рассмотренных в главе III — «Варисские взбросо-сдвиги в зоне Джунгарского разлома и их роль в строении и формировании складчатых структур и приразломных дислокаций».

При исследовании новейших движений по Джунгарскому разлому и его роли в неотектонике Восточного Прибалхашья широко использовались аэрофотоснимки, значение которых трудно переоценить.

В процессе картирования приразломных новейших структур в зоне Джунгарского разлома, особенно приразломных грабенов, выраженных в рельефе впадинами близ р. Жаманты, использовалось дешифровочное измерение аэрофотоснимков на специальных приборах, выполненное сотрудниками ВАГТ В. М. Воеводой и Г. П. Первухиной. Полученный при этом ряд детальных профилей поперек новейших структур затем был уточнен полевыми наблюдениями.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволило выявить ряд важных особенностей новейших разрывов и сеймотектонических трещин: определить направление наклонов плоскостей сместителей и направление относительных смещений блоков, классифицировать их по морфологическим признакам, что оказалось очень ценным для последующих полевых наблюдений. Аэрофотоматериалы оказались также важными и для изучения новейших сдвигов. Именно на них впервые были замечены горизонтальные смещения сухих русел по Джунгарскому разлому. На отдельных участках на аэрофотоснимках хорошо видны горизонтальные смещения и более крупных элементов рельефа (линий водоразделов и савв). В ряде случаев целесообразно было разрезать аэрофотоснимки по линии разлома, совмещать смещенные по последнему элементы рельефа и тем самым проверять правильность выводов о сдвигах.



Фиг. 1. Орографическая схема Восточного Прибалхашья

1 — мелкосопочные горы; 2 — горные сооружения Джунгарского Алау и гор. Пограничной Джунгарии; 3 — межгорные котловины; 4 — озера и реки; 5 — примерное положение Джунгарского разлома

Для выявления новейших горизонтальных движений определенную ценность представляло картирование фаций одновозрастных кайнозойских отложений, в частности образований предгорного делювиально-пролювиального шлейфа, среди которых выделяются монотонные, существенно щепнистые накопления и гораздо более разнообразные по составу обломков галечно-щепнистые отложения отдельных конусов выноса крупных саев и рек, стекающих с гор.

Такое картирование позволило установить горизонтальные смещения по Джунгарскому разлому древних конусов выноса крупных саев и рек. Правда, к интерпретации полученных данных необходимо подходить с осторожностью. В то же время в сочетании с другими признаками они оказались весьма важными для изучения новейших сдвигов. Затронутые вопросы рассматриваются в главе IV — «Роль Джунгарского разлома в неотектонике Восточного Прибалхашья и новейшие сдвиги».

В основных II, III и IV главах охарактеризовано положение Джунгарского разлома в общем структурном плане, история его развития, характер движений по разломам Джунгарской системы в варисскую и новейшую эпохи, приразломные структуры и ряд других вопросов. На этой базе в заключительной V главе — «Особенности Джунгарского глубинного разлома и взаимосвязи радиальных и тангенциальных тектонических движений» — обоснован его глубинный характер, а также предпринята попытка методом сравнительного анализа найти его место среди других крупных швов и рассмотреть вопросы взаимосвязи различных по направлению тектонических движений на разных этапах.

Элементы рельефа территории, на которой прослеживается Джунгарский разлом, изображены на фиг. 1. Его северо-западное окончание расположено к северу от восточного побережья оз. Балхаш, линия разлома на ряде участков ограничивает типичный для Центрального Казахстана мелкосопочник, отделяя его от ровной полупустынной поверх-

ности Алакольской котловины. Высота мелкосопочника порядка 500—800 м над уровнем моря, в его пределах выделяются отдельные, относительно приподнятые участки: горы Тюлькулам, Чольадыр, Тюлькули, Чубартау и понижения: урочища Чулькызыл, Бесоба и др. Абсолютные отметки прилежащей части Алакольской котловины близки к 500 м, они очень плавно снижаются к ее центру, где на высоте около 350 м над уровнем моря располагаются крупные бессточные озера Алаколь и Сасыкколь.

Восточнее оз. Балхаш к юго-западу от Джунгарского разлома находятся невысокие островные плосковершинные горы Арганаты, Баласайкан, Улькенсайкан, разделяющие Алакольскую и Прибалхашскую (Лепсинскую) котловины и возвышающиеся над их поверхностью на несколько сотен метров.

Далее к юго-востоку Джунгарский разлом на протяжении 200 км резко ограничивает хр. Джунгарский Алатау, отделяя его от Алакольской и Джунгарской котловин и соединяющего их неширокого (до 15—20 км) равнинного прохода Джунгарских ворот. Поверхность Джунгарской котловины опущена по сравнению с Алакольской, и в наиболее низкой ее части к северо-востоку от Джунгарского разлома на высоте около 200 м над уровнем моря находится бессточное оз. Эби-Нур. Абсолютные отметки земной поверхности в Джунгарских воротах от 400 до 600 м; к северо-востоку от них в Китае располагаются горы Пограничной Джунгарии: хребты Барлык и Майли, их предгорья — горы Джавлаулы, Кату и Арасантау заходят в пределы СССР.

Джунгарский Алатау резко приподнят над поверхностью перечисленных межгорных впадин и соединяется с ними крутым, сильно расчлененным склоном, у подножия которого и проходит Джунгарский разлом. Как и большинство хребтов Тянь-Шаня, Джунгарский Алатау характеризуется плоскими водораздельными сыртами, которые к юго-западу от Джунгарского разлома располагаются на абсолютных отметках 1,5—2,5 км, а в водораздельной части хребта — на 3,5—4,5 км.

В рассматриваемой части Джунгарского Алатау выделяется Главный Водораздельный хребет, прослеживающийся в субширотном направлении вдоль советско-китайской границы; в его восточной части на высоте около 4000 м располагается гора Сандыктас. На север от Главного Водораздельного хребта стекают многочисленные реки, из которых наиболее крупные — Шинжалы, Тентек, Жаманты и Ргайты с притоками Коксуат и Тастау впадают в озера Сасыкколь и Алаколь, а Теректы, Токты и Чиндалы пересыхают в Джунгарских воротах. Части Джунгарского Алатау между упомянутыми реками получили особое наименование. К северу от Главного Водораздельного хребта наблюдаются более мелкие и сравнительно с ним невысокие хребты и горы: хр. Тастау (между реками Тастау и Коксуат); хр. Кунгей (в междуречье Ргайты — Жаманты), северо-восточную часть которого образуют горы Джабык, горы Буланбай (в междуречье Тентек — Жаманты), на их западном продолжении расположены горы Чыбынды; горы Текели (на северо-западной окраине Джунгарского Алатау к западу от р. Тентек).

К востоку и северо-востоку, в сторону Джунгарских ворот, Главный Водораздельный хребет снижается и на значительной площади имеет облик горного плато, пропиленного глубокими речными долинами. Здесь выделяются горы Аксай (на правобережье Ргайты), Бельгаин (между верховьями р. Теректы и рекой Тастау и в междуречье Теректы — Карасай), горы Теректылы (левобережье Токты), урочище Сарыбуктор (правобережье Тастау в ее верховьях), горы Алтыбай, Есергеп и Чиндалы (междуречье Токты — Чиндалы). В верховьях р. Чиндалы находятся два крупных урочища — Чулак и Сельты с горами Актогул между ними. К югу от р. Чиндалы прослеживаются хр. Сарыгура и горы

Кендырсакал, из которых в Джунгарские ворота вытекают пересыхающие ручьи; один из них получил название Дурной речки, поскольку водный поток в нем неоднократно исчезает и вновь появляется на соседних участках долины.

В пределах рассмотренной территории расположен Главный Джунгарский и другие разломы Джунгарской системы, детальное описание которых приводится ниже. Здесь же они предварительно охарактеризованы лишь морфологически и в общих чертах.

Разломы Джунгарской системы являются преимущественно варисскими сдвигами и взбросо-сдвигами, обновленными в новейшую эпоху. Чаще всего они выражены в виде четких, иногда почти прямолинейных в плане швов с круто залегающими либо вертикальными плоскостями сместителей. К северу-востоку от Главного Джунгарского разлома в Джунгарских воротах наиболее крупными разрывными нарушениями являются Джаланашский, Сарыбулакский и Кши-Алакольский разломы (см. фиг. 1, 3, 39). Восточная часть Джунгарского Алатау пересечена преимущественно в запад-северо-западном направлении крупным Сандыктас-Чулакским разломом, который сливается с Главным Джунгарским разломом на юго-западе Джунгарских ворот, многочисленные крупные и мелкие дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания развиты в основном между Сандыктас-Чулакским и Джунгарским разломами, особенно вблизи последнего; наиболее значительные из них: Улендинский, Актуминский и Бельгаинский взбросо-сдвиги в бассейне р. Токты, Карадобинский разлом близ Дурной речки, Чекаманский и Карайлинский разломы в междуречье Ргайты — Жаманты (см. фиг. 1, 3, 25). В зоне северо-западного окончания Джунгарского разлома в Прибалхашье выделяются крупные оперяющие его разломы: Тюлькуламский, Родниковый, Северо-Тюлькуламский (см. фиг. 1, 3). Ширина Джунгарской системы разрывных нарушений составляет несколько десятков километров.

Главный Джунгарский разлом на большей части территории прослеживается четкой линией и на значительном протяжении проходит непосредственно у основания склона Джунгарского Алатау. Местами он несколько отступает от подножия гор и протягивается на поверхности предгорного четвертичного шлейфа. На других участках, наоборот, линия разлома заходит в окраинные части хребта, где особенно хорошо виден четкий шов, пересекающий палеозойские и кайнозойские отложения, при этом плоскость сместителя либо залегает вертикально, либо круто (70—80°) наклонена к юго-западу. Так, например, на юге Джунгарских ворот, в районе Дурной речки, Джунгарский разлом выражен четкой седловиной, шириной в несколько метров, по которой проходит грунтовая дорога либо тропа (см. фиг. 1, 3, 25, 60, 61). По обе стороны от седловины залегают резко различающиеся по составу и возрасту палеозойские отложения: к северу-востоку — кремнисто-алевролитовые породы верхнего девона — турне, простирающиеся примерно вдоль разлома и залегающие с вертикальными углами падения, а к юго-западу — карбонатно-терригенные отложения визе и намюра — среднего карбона, слои которых падают к югу и юго-западу под углами от 50 до 60—70° и срезаются линией разлома. В канавах, вскрывших разлом, видна неширокая (в несколько метров) зона дробления в палеозойских породах, местами — бурые ожелезненные окремненные массивные породы шириной выхода от 0,5 до 2—3 м.

К юго-востоку от Дурной речки Джунгарский разлом выражен неглубокой (0,5—3 м) ложбиной на ровной поверхности Джунгарских ворот, сформировавшейся на кайнозойских отложениях. У линии границы с КНР непосредственно к северу-востоку от нее возвышаются невысокие холмы, сложенные яшмовидными породами и мраморизованными

известняками нижнесилурийского возраста (см. фиг. 1, 25). В близлежащих районах Китая по разлому на отдельных участках прослеживается прямолинейный юго-западный берег оз. Эби-Нур, вблизи которого возвышаются предгорья Джунгарского Алатау.

К северо-западу от района Дурной речки вплоть до р. Токты разлом протягивается в Джунгарских воротах на расстояние не менее 0,5—1 км от подножия Джунгарского Алатау и выражен невысоким, обычно в несколько метров, прямолинейным в плане уступом на поверхности верхнечетвертичного предгорного шлейфа, обращенным то к северо-востоку, то к юго-западу, местами же — неглубокими рвами (см. фиг. 1, 62, 63). На отдельных участках линия разлома как бы распадается на кулисообразно подставляющие друг друга отрезки, которые, однако, сильно сближены и, вероятно, образовались над единым швом в палеозойских породах. Близ р. Токты в зоне разлома над поверхностью верхнечетвертичного предгорного шлейфа на высоту около 100 м возвышается гора Куртобе, сложенная ниже-среднечетвертичными отложениями (см. фиг. 1, 59, 62). Главный Джунгарский разлом прослеживается около вершины горы в виде четкой седловинки.

К северо-западу от р. Токты до р. Ргайты Главный Джунгарский разлом либо проходит у основания склона Джунгарского Алатау и служит границей палеозойских образований и рыхлых четвертичных отложений, либо на ряде участков прослеживается в нескольких сотнях метров от основания склона в виде невысокого (единицы, редко первые десятки метров) уступа на поверхности верхнечетвертичного предгорного шлейфа. Этот уступ большей частью обращен к северо-востоку, но местами — к юго-западу. Кроме того, по разлому часто наблюдаются неглубокие, до 1—5, реже 20 м, рвы (провалы).

На левом берегу р. Ргайты, непосредственно к северо-востоку от Джунгарского разлома, возвышается гора Актас, сложенная нижнесилурийскими зелено-серыми филлитизированными кремнисто-глинистыми сланцами, зелеными сланцами, андезито-базальтовыми порфиритами с мощными прослоями и линзами снежно-белых известняков. Они резко отличаются от монотонных сероцветных алевролитов и яшмовидных пород верхнего девона — турне, обнажающихся в противоположном крыле разлома (см. фиг. 1, 9). В северо-западной части участка, где р. Ргайты течет вдоль Джунгарского разлома, из-под четвертичных отложений видны залегающие непосредственно в его шве серпентиниты, пронизанные многочисленными мелкими зеркалами скольжения самых разнообразных залегающих, но большей частью круто падающими, с горизонтальными и вертикальными штрихами.

К северо-западу от р. Ргайты Главный Джунгарский разлом несколько отличается по морфологии от его отрезка, расположенного в Джунгарских воротах. Здесь линия разлома не была повсеместно обновлена в конце верхнего плейстоцена — голоцене и местами, вследствие этого, не выражена четким уступом в рельефе. Кроме того, здесь отсутствуют очень характерные для Джунгарских ворот рвы (провалы).

К северо-западу от горы Актас по разлому наблюдается уступ (от нескольких до 10—20 м) к юго-западу на поверхности предгорного пролювиально-делювиального шлейфа. Близ устья ручья Колясу, к северо-востоку от линии разлома, на 30—40 м над поверхностью верхнечетвертичного предгорного шлейфа возвышается холм Караултобе, хорошо видный издали и сложенный ниже-среднечетвертичными делювиально-пролювиальными отложениями. Еще далее к северо-западу Главный Джунгарский разлом обычно выражен более или менее прямолинейным в плане уступом к северо-востоку высотой от нескольких до первых десятков, реже сотен метров. К северо-востоку от него развиты отложения верхнечетвертичного делювиально-пролювиального шлейфа,

а к юго-западу — более древние ниже-среднечетвертичные отложения, из-под которых местами выступают красно-бурые глины миоцена. Местами линия разлома распадается на сближенные, кулисообразно расположенные отрезки.

Северо-западнее р. Жаманты до окончания Джунгарского Алатау Главный Джунгарский разлом проходит непосредственно у основания склона хребта. На отдельных участках он не выражен четкой единой линией, а наблюдается ряд сближенных разрывов с небольшими уступами по ним (см. фиг. 1, 51).

К северо-западу от Джунгарского Алатау разлом продолжается среди рыхлых четвертичных отложений Алакольской впадины в виде уступа к северо-востоку высотой от нескольких до 100—150 м, вдоль которого на отдельных участках выступают красно-бурые глины миоцена.

Главный Джунгарский разлом четко наблюдается у подножия склонов гор Улькенсайкан, Баласайкан и Арганаты, отделяя их от Алакольской котловины; однако между этими островными горами на равнине разлом дешифрируется слабо заметной, иногда исчезающей линией на аэрофотоснимках. На северной оконечности гор Арганаты (см. фиг. 1, 7, 8) непосредственно к северо-востоку от линии разлома, выраженной здесь глубокой седловиной, выходят нижнесилурийские зеленоцветные и желтовато-серые терригенно-туфогенные отложения с мраморизованными известняками, которые очень резко отличаются от монотонных темно-серых кремнистых алевролитов и яшмовидных пород виле и верхнего девона — турне, развитых в другом его крыле. Здесь, так же как и в районе Дурной речки и горы Актас, четко видно, что новейшая линия разлома, выраженная в рельефе, возникла над крупным палеозойским швом.

В Прибалхашье к востоку от горы Тюлькулам прямолинейная линия Главного Джунгарского разлома резко отделяет палеозойские образования мелкосопочных гор от рыхлых четвертичных отложений Алакольской котловины.

Почти повсеместно к Джунгарскому разлому приурочены родники.

На аэрофотоснимках и крупномасштабных картах разлом большей частью прослеживается прямолинейно, однако при рассмотрении значительных его отрезков на мелкомасштабной топографической основе видно, что линия разлома образует плавные изгибы большого радиуса кривизны (см. фиг. 1, 2, 3).

Джунгарский разлом на ряде участков имеет вид четкого шва. В то же время вдоль него наблюдаются приразломные дизъюнктивные и пликвативные дислокации, оперяющая трещиноватость, поля гидротермально измененных пород, дайки и жилы, местами — тела ультрабазитов; последние не встречаются далее 5—6 км от шва, что и определяет ширину зоны Главного Джунгарского разлома.

Глава I

К ИСТОРИИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРИРОДЕ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА И ЕГО ЗНАЧЕНИИ В ОБЩЕМ СТРУКТУРНОМ ПЛАНЕ ПРИБАЛХАШЬЯ И ПОГРАНИЧНОЙ ДЖУНГАРИИ

Джунгарский разлом¹ был выявлен и нанесен на геологическую карту в начале XX века В. А. Обручевым (1907, 1914, 1940), однако до последних лет его природа, а также геологическое строение прилегающей территории Прибалхашья и Пограничной Джунгарии были изучены слабо.

В истории геологических исследований Джунгарского разлома и прилегающей территории выделяются три этапа: 1) предреволюционный; 2) период 1917—1945 гг. и 3) современный, начавшийся после 1945 г. На первых двух этапах Джунгарский разлом привлекал к себе внимание как один из крупных новейших швов. Лишь в современный этап были выяснены основные черты геологического строения Прибалхашья и Пограничной Джунгарии, в связи с чем стало возможным рассматривать роль Джунгарского разлома не только в новейшей, но и в варисской структуре.

Среди исследований первого (предреволюционного) этапа следует упомянуть работы К. И. Богдановича (1892), И. Шаффанжона (Chaffanjon, 1899), Д. Каррутерса (Carruthers, 1913), проводивших геологические наблюдения по отдельным маршрутам. К. И. Богданович пересек на пути из Тибета в Россию хр. Барлык и подчеркнул роль дизъюнктивных нарушений в развитии рельефа; И. Шаффанжон впервые отметил сбросовое происхождение Джунгарских ворот, Д. Каррутерс, наоборот, без всяких оснований полагал, что они представляют собой долину, созданную лишь эрозионной деятельностью.

Особенно важными были работы В. А. Обручева (1907, 1914, 1940), изучавшего районы Пограничной Джунгарии в 1905—1909 гг. Он подчеркнул роль разрывных нарушений в развитии мезозойских структур и новейших горных поднятий, которые считал глыбовыми. Тектонические процессы в мезозое и кайнозое объясняются им исходя из пульсационной гипотезы, т. е. как своего рода «результат борьбы сжатия и расширения, но с господством первого». «В мезозойскую эру расширением нужно объяснять предполагаемое нами общее вспучивание палеозойской складчатой страны, сопровождавшееся разломами, создававшими горсты и грабены. Последующее сжатие создало складки юры в грабенах. Позднейшие вертикальные движения в конце мела, в третичное и четвертичное время также нужно приписать фазам расширения, тогда как сменявшие их фазы сжатия нарушали залегание мела, палеогена и неогена, сминая их местами в складки» (Обручев, 1940, стр. 216).

¹ Название «Джунгарский» (или «Главный Джунгарский») вошло в литературу сравнительно недавно, начиная с работ Е. П. Пантелеева (Пантелеев и др., 1957) и других исследователей послевоенных лет, и является ныне общепринятым; некоторые геологи отрезок разлома, прослеживающийся у Джунгарского Алатау, называют Джунгаро-Алакольским (Диденко-Кислицына, 1968, и др.).

Несмотря на маршрутный характер исследований В. А. Обручева, многие из его выводов не потеряли своего значения до наших дней. В частности, он подчеркивал, что хребты Барлык и Майли являются фактически продолжением Джунгарского Алатау и вместе с ним составляют единую не только геоморфологически, но и по характеру геологического строения крайнюю северную цепь Тянь-Шаня, разделенную поперечным грабеном Джунгарских ворот. Таким образом, В. А. Обручев рассматривал Джунгарский разлом как новейший, ограничивающий грабен Джунгарских ворот.

Второй этап геологического изучения территории, прилежащей к Джунгарскому разлому, начался после Великой Октябрьской социалистической революции и характеризовался не только маршрутными исследованиями, но и площадными, преимущественно мелкомасштабными геологическими съемками. В 1929 г. Н. Н. Горностаев изучал четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау. Он обратил внимание на Джунгарский разлом, возникший, по его мнению, в период между предпоследним и последним оледенениями.

М. М. Юдичев (1940) в обзорной работе, посвященной геологии Джунгарского Алатау, подчеркнул субширотное простирание варисских складчатых структур Джунгарского Алатау, которые, как он считал, образованы тангенциальным сжатием в меридиональном направлении. С востока складчатые структуры косо пересечены Джунгарским разломом.

В новейшую эпоху Джунгарский Алатау испытывал сводообразное воздымание в результате бокового давления — сжатия, обусловившего «вспучивание»; при этом происходили также вертикальные движения по разрывным нарушениям, в том числе и по Джунгарскому разлому.

В 1940 г. вышла из печати обзорная работа Б. К. Терлецкого, посвященная геологии Восточного Прибалхашья. На приложенной геологической карте варисская структура Джунгарского Алатау трактуется как антиклинорий субширотного простирания, который косо пересекается Джунгарским разломом.

В обзорных работах М. М. Юдичева и Б. К. Терлецкого строение рассматриваемого района изображено лишь в общих чертах. Все же из составленных ими геологических карт хорошо видно текущее положение Джунгарского разлома по отношению к варисским складчатым структурам и его важная роль в новейшей тектонике.

Третий, современный, этап начался после 1945 г. и характеризуется резким увеличением объема разнообразных геологических исследований. Территория Восточного Прибалхашья охватывается средне-, а местами и мелкомасштабной геологической съемкой и геофизическими работами (гравимагнитными, электроразведочными, сейсморазведочными, аэромагнитными). В горах Кату Джунгарских ворот под руководством М. И. Жаймина и В. Ф. Хажибаева разведано месторождение угля юрского возраста, в Алакольской котловине пробурена первая опорная скважина глубиной 800 м.

Среди исследований этих лет важное место занимают геологические съемки ВАГТ, в проведении которых участвовал большой коллектив геологов, в том числе А. А. Алексеев, Н. А. Афоничев, В. А. Буш, Ю. А. Барзаковский, В. В. Галицкий, В. Е. Гендлер, С. Н. Гольшев, Н. М. Давыдов, В. К. Дмитриева, Н. В. Литвинович, Б. Я. Пономарев, П. А. Ренгартен, А. А. Розенкранц, А. Ф. Степаненко, Т. В. Свербилова, Ю. А. Твердислов, Н. И. Филатова, Т. Т. Шаркова.

В Джунгарском Алатау в течение ряда лет проводились геологические исследования сотрудниками ВСЕГЕИ Н. А. Афоничевым и А. Е. Савичевой.

Район северо-западного окончания Джунгарского разлома близ оз. Балхаш в последние годы был охвачен геолого-съёмочными работами Южно-Казахстанского геологического управления, в которых принимали участие Л. И. Каплун, А. К. Мясников, А. В. Морозов и др.

Н. А. Афоничевым, В. А. Бушем и Н. И. Филатовой выполнены обобщающие работы и опубликован ряд статей, посвященных геологии Джунгарского Алатау, которые особенно интересны с точки зрения разработки стратиграфии палеозойских образований и вопросов строения варисской структуры. Для стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Алакольской котловины и прилегающей части Джунгарского Алатау наибольший интерес представляют исследования Л. К. Диденко-Кислицыной, Н. Н. Костенко, К. В. Курдюкова, З. А. Свиричевской и Ю. А. Твердислова в 1950—1960 гг.

В результате проведенных разнообразных исследований были разработаны современные представления о геологическом строении района, вследствие этого оказалось возможным приступить к тектоническому районированию и рассмотреть значение Джунгарского разлома в общем структурном плане.

В. Ф. Беспаловым (1954, 1956а, б) обосновано выделение Джунгаро-Балхашской герцинской интрагеосинклинали (или герцинской геологической провинции, как он называет ее в некоторых работах), ограниченной каледонскими сооружениями: с севера — Чингиз-Тарбагатайской, а с юго-запада — Хантауской зонами. По направлению к северо-западу интрагеосинклиналь постепенно затухает, к востоку и юго-востоку она через Джунгарию переходит в Китай.

Представления о Джунгаро-Балхашской геосинклинали вслед за тем были развиты многими исследователями (Богданов и др., 1963; Борсук, 1964; Маркова, 1964; Перекалина, 1964, и др.). Р. А. Борукаев и В. Ф. Беспалов (1959) подчеркнули, что Джунгаро-Балхашская геосинклиналь характеризуется наиболее полным герцинским развитием в Центральном Казахстане.

П. А. Ренгартен (1958) справедливо отметил, что Джунгаро-Балхашская геосинклиналь не была единым прогибом и ее правильнее называть геосинклинальной областью или системой. Тектоническое районирование последней представляет интерес и для понимания природы Джунгарского разлома.

По описаниям Н. Г. Кассина (1951), фундамент Алакольской впадины сложен метаморфическими породами докембрия. В его работе имеется указание о выходе кристаллических сланцев на северном берегу оз. Сасыкколь, что, однако, не подтвердилось в дальнейшем. По его мнению, в Центральном Казахстане на жестком докембрийском фундаменте в палеозое развивались геосинклинали, субгеосинклинали, подвижные шельфы, платформы (мелкоморье). Н. Г. Кассин придавал большое значение глубине залегания докембрийского жесткого основания в разных тектонических зонах и этим объяснял важные особенности, в частности «мозаичность» структуры Центрального Казахстана, где, в отличие от линейных складчатых структур Урала, выделяются многочисленные блоки, различающиеся интенсивностью дислоцированности и простираниями осей варисских складок. Его взгляды были в последующем развиты К. И. Сатпаевым (1957) и другими исследователями, которые считали, что жестким фундаментом в ряде случаев являются не только дскембрийские, но и нижнепалеозойские образования¹.

¹ Н. А. Афоничев (1967) выделил в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области две мегазоны: внутреннюю — сквозного развития в каледонскую и варисскую эпохи и внешнюю — вторично-геосинклинальную, по терминологии А. В. Пейве и Н. М. Сяницына (1950), развивавшуюся на консолидированном каледонском фундаменте. Выделение внутренней зоны базируется в основном на предположении об ордо-

Е. П. Пантелеев, Ф. С. Моисеенко и Н. М. Синицын (1957), исходя из предположения Хуан Бо-циня и В. М. Синицына о наличии жесткого докембрийского фундамента в Джунгарской впадине, распространили эти взгляды и на Алакольскую впадину, что весьма близко к представлениям Н. Г. Кассина; в связи с этим Джунгарский разлом рассматривался ими как ограничивающий древнюю жесткую глыбу еще с начала палеозоя.

Следует, однако, отметить, что на территории, прилегающей к Джунгарскому разлому, досреднепалеозойские образования в основном погребены. Поэтому выделение докембрийских «жестких массивов» и предположения о раннепалеозойском заложении Джунгарского разлома являются сугубо гипотетическими. Достоверно можно рассматривать лишь положение Джунгарского разлома в варисской структуре, в строении которой участвуют в основном средне- и верхнепалеозойские образования.

При этом в структуре Восточного Прибалхашья отдельные исследователи под разными названиями выделяют своеобразно построенный Илийско-Балхашский вулканический пояс (Афоничев, 1967), в пределах которого развиты преимущественно слабо дислоцированные вулкано-генные образования средне- и верхнепалеозойского возраста. Вулканический пояс протягивается из Илийской депрессии в пределы северного побережья оз. Балхаш и окраины Алакольской котловины, как бы полукольцом обрамляя выделенную к юго-востоку от него Р. А. Борукаевым и Г. Ф. Ляпичевым (1964) Джунгаро-Южно-Балхашскую миогеосинклиналь, где широко распространены среднепалеозойские осадочные отложения, смятые в линейные складки субширотных простираний.

Данные геологических съемок и других исследований последних лет, так же как анализ всех составленных к настоящему времени геологических карт Центрального Казахстана, объективно подтверждают правильность выделения очень резко различающихся Илийско-Балхашского вулканического пояса и окаймленной им миогеосинклинальной зоны. Тектоническое районирование последней представляет непосредственный интерес и для выяснения структурного положения Джунгарского разлома.

Н. А. Афоничев (1960б, 1967 и др.) выделил здесь ряд структурно-формационных зон и подзон, разделенных глубинными разломами, в том

викском возрасте мощной уртыньжальской вулкано-генно-яшмовой серии Кентерлаусского района и ее тесной связи с перекрывающими отложениями верхнего ордовика и силура — девона. Однако в последние годы рядом исследователей (Кошкин, 1961; Киселев, 1967) установлено резко несогласное залегание верхнего ордовика и силура на уртыньжальских породах, причем в последних найдены онколиты рифея (Антонюк и др., 1968), что противоречит представлениям Н. А. Афоничева.

Вероятнее всего, рациональными являются взгляды об эвгеосинклинальном характере самой уртыньжальской серии, которая накапливалась в первично-геосинклинальных условиях, т. е. на коре океанического типа, обладавшей значительной проницаемостью, о чем свидетельствуют неоднократные внедрения ультраабазитов в рифейско-нижнепалеозойские отложения, происходившие на значительной площади, в том числе и в районе северо-западного окончания Джунгарского разлома. Из этого, однако, отнюдь не вытекает, что отложения уртыньжальской серии образуют единый формационный ряд с перекрывающими отложениями палеозоя, которые имеют явно миогеосинклинальный характер и, вероятно, накапливались в прогибе вторично-геосинклинального типа. Представляется не обоснованным выделение мегазон как структур самого высокого порядка, тем более что на большей части их площади рифейско-нижнепалеозойские образования погребены и их соотношения с перекрывающими отложениями неизвестны; к тому же в одни и те же мегазоны включены резко различные структурные элементы, например внутренняя мегазона охватывает «северные части Джунгарского Алатау и Прибалхашье вплоть до Карагандинского района» (Афоничев, 1967), т. е. включает часть Джунгарской миогеосинклинали и Илийско-Балхашского вулканического пояса (см. стр. 20) и самые разные по строению тектонические зоны, располагающиеся к северо-западу от них.

числе и Джунгарским. Им установлены крупные складчатые структуры, в частности в Джунгарском Алатау Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории и Центрально-Джунгарский антиклинорий между ними, которые, однако, большей частью прослеживаются внутри отдельных зон и подзон. Тем самым по существу было создано представление об определяющем блоковом строении рассматриваемой территории, где выделяются крупные блоки (тектонические зоны и подзоны) между глубинными разломами.

В. А. Буш и Н. И. Филатова (Буш, 1964; Филатова, Буш, 1965) на основе многолетних геологических съемок ВАГТ в Джунгарском Алатау пришли к выводу о том, что варисскими структурами высшего порядка являются Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории и Центрально-Джунгарский антиклинорий. Хотя названия этих структурных элементов и заимствованы из работ Н. А. Афоничева, указанные исследователи вкладывают в них, на наш взгляд, более правильное содержание, рассматривая их как главные и прослеживающиеся, пересекая границы зон и подзон, намеченных Н. А. Афоничевым¹.

Таким образом, в отличие от ряда других складчатых зон, например Большого Кавказа, где вначале было установлено его общее антиклинорное строение и выделен антиклинорий (или, точнее, мегантиклинорий) Большого Кавказа, а уже затем при более детальных исследованиях удалось выявить ряд усложняющих его блоков, в Джунгарском Алатау, наоборот, раньше выделялись крупные блоки (зоны и подзоны, по Н. А. Афоничеву) и лишь затем были установлены как структуры самого высокого порядка Центрально-Джунгарский антиклинорий и разделенные им Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории.

В связи с различиями во взглядах на строение Восточного Прибалхашья о роли Джунгарского разлома в варисской структуре сложились два представления. Одни исследователи (Пантелеев, Моисеенко, Синицын, 1957; Ренгартен, 1958; Афоничев, 1960, 1967 и др.) рассматривали его как разграничивающий варисские тектонические зоны и развивавшийся длительно, вероятно, с начала палеозоя. Другие геологи (Филатова и др., 1965; Буш и др., 1968 и др.) считали, что субширотные варисские складчатые структуры пересечены Джунгарским разломом, и его заложение относится к верхнему палеозою, когда вдоль него внедрились ультрабазиты.

Значение Джунгарского разлома в неотектонике Восточного Прибалхашья подчеркивалось большинством исследователей и освещалось в ряде статей (Курдюков, 1954; Галицкий, 1957; Афоничев, 1959; Диденко-Кислицына, 1961 и др.). Лишь Д. Каррутерс в 1913 г., а позднее Б. А. Петрушевский (1954) без всяких оснований полагали, что Джунгарские ворота представляют собой эрозионную долину, и тем самым отрицали важную роль разлома в новейшую эпоху.

По общепринятому мнению, Джунгарский разлом разделяет крупные новейшие структуры первого порядка, в частности горное поднятие Джунгарского Алатау и Алакольскую межгорную впадину, однако его роль при этом отдельные исследователи понимали по-разному.

¹ Н. А. Афоничев (1960б, 1967 и др.) в разных работах конфигурацию Центрально-Джунгарского антиклинория и Северо-Джунгарского синклинория рисовал по-разному, поскольку он стремился везде проводить их границу по разломам и в отдельные годы такими разграничивающими линиями считал различные разрывные нарушения, что свидетельствует об известной субъективности в выделении этих структур. Установленные В. А. Бушем и Н. И. Филатовой контуры Центрально-Джунгарского антиклинория и прилежащих к нему синклинориев четко вырисовываются из геологической карты и являются объективными и однозначными. При этом, однако, нельзя отрицать существования и важной роли крупных разломов, намеченных Н. А. Афоничевым, но структурами высшего порядка в Джунгарском Алатау являются антиклинории и синклинории.

В. А. Обручев (1907, 1914, 1940), а вслед за ним и ряд других исследователей считали новейшие структуры глыбовыми, т. е. созданными в результате движений по разломам. В частности, Н. Н. Горностаев (1929) считал, что Джунгарский разлом разделяет грабен Алакольской впадины и горст Джунгарского Алатау.

Однако позднее М. М. Юдичев (1940) отметил, что в общем Джунгарский Алатау воздымался сводообразно, хотя при этом важное значение имели и движения по разломам. Аналогичные представления были затем доказаны и развиты К. В. Курдюковым (1962) и В. А. Бушем в 1963 г., составившими карты новейшей тектоники района. Последним справедливо подчеркнуты тесная взаимосвязь процессов сводового аркообразного коробления и вертикальных движений по разломам при формировании новейших структур, которые поэтому правильнее именовать не сводовыми, а глыбово-сводовыми. В частности, в общем размахе вертикальных движений при образовании Алакольской впадины и Джунгарского свода, по наименованию В. А. Буша (1963), значительная доля приходится на смещение по разграничивающему их Джунгарскому разлому; однако считать вслед за Н. Н. Горностаевым, что эти крупные новейшие структуры возникли только вследствие движений по разлому, совершенно неправильно.

Интересные представления о характере новейшей структуры Джунгарского Алатау развиты в работах Л. К. Диденко-Кислицыной (1965, 1968). Изучая историю формирования рельефа и новейшей структуры, она пришла к выводу, что на первых этапах новейшие горообразовательные движения имели в основном сводовый характер и обусловили образование пологих изгибов сформировавшейся к этому времени денудационной поверхности, которая при последующем усилении горообразовательных процессов была разбита разломами на ряд ступеней. Такой исторический подход, безусловно, заслуживает внимания, хотя при этом, естественно, не снимается вопрос о характере ныне наблюдающейся новейшей структуры, независимо от особенностей ее формирования. По мнению Л. К. Диденко-Кислицыной (1968), на северном склоне Джунгарского Алатау выделяются пять ступеней гор разной высоты; отдельные ступени осложнены пологими изгибами поверхности выравнивания.

Следует отметить, что исследователи, которые подчеркивали черты глыбового строения новейшей структуры, изучали ее главным образом по отдельным профилям, построенным со значительными преувеличениями вертикального масштаба над горизонтальным. В то же время при построении карт новейшей тектоники разные авторы четко выявляли в общем сводовый и глыбово-сводовый характер поднятия Джунгарского Алатау.

Объяснить новейшую структуру рассматриваемого района с позиций только глыбового происхождения невозможно, о чем, в частности, свидетельствует предпринятая в этом направлении попытка Ю. А. Твердислова. В интересной работе, посвященной геоморфологии, новейшей тектонике, поверхностям выравнивания и корам выветривания территории Восточного Прибалхашья, выполненной в ВАГТ в 1965 г., им выделены в качестве новейших структур первого порядка — тектонические блоки, в частности Алакольский и Северо-Джунгарский, разграниченные Джунгарским разломом. При этом в Алакольский блок оказались включенными предгорья гор Пограничной Джунгарии, Алакольская котловина и располагающиеся на ее северо-западном обрамлении мелкосопочные горы бассейна р. Аягуз, а в Северо-Джунгарский блок попали такие разнородные элементы, как северная часть Джунгарского Алатау, прилежащие участки Прибалхашской (Лепсинской) котловины с горами Арганаты и, наконец, мелкосопочные горы восточного побережья оз. Балхаш. Следовательно, выделение только блоков как структур первого

порядка не отражает важнейших черт рельефа и плана новейшей тектоники. Лишь исходя из представлений о глыбово-сводовом характере новейших структур, становится возможным определить их важнейшие особенности и выявить роль в них Джунгарского разлома.

Строение собственно зоны Джунгарского разлома привлекало внимание ряда исследователей. Варисские взбросо-сдвиги и сдвиги в районе его северо-западного окончания в Прибалхашье отмечены В. В. Галицким и С. Н. Голышевым в 50-х годах. В 1962 г. А. Ф. Степаненко установил крупные Улендинский, Актуминский и Бельгаинский взбросо-сдвиги, оперяющие Джунгарский разлом в районе р. Токты. Н. А. Афоничев (1960б) подчеркнул приразломное изгибание осей складчатых структур, указывающее на горизонтальные движения по Джунгарскому разлому. А. Х. Иванов в 1961 г. пришел к выводу о правом сдвиге по Джунгарскому разлому на основании статистического изучения ориентировки приразломных трещин. Результаты исследований А. Х. Иванова опубликованы в статье, написанной совместно с автором (Иванов, Войтович, 1964). Однако специального изучения сдвигов взбросо-сдвигов и варисских приразломных структур не проводилось.

Приразломные магматические и гидротермальные проявления изучались лишь на отдельных участках. В. Е. Гендлер (1958) исследовал ультрабазиты в горах Текели, а Ю. Л. Семенов (1963) — Чулькызыл-Тюлькуламский ультрабазитовый пояс в Прибалхашье. На ряде участков зоны Джунгарского разлома приразломные интрузии и сопровождающие их гидротермальные проявления различные геологи описывали при проведении геологических съемок, но по всей его длине они не исследовались.

Новейшие структуры в зоне Джунгарского разлома рассматривались рядом ученых, в том числе К. В. Курдюковым (1954) и Н. А. Афоничевым (1959), отметившими шарнирный характер вертикальных движений по разлому с изменением амплитуд смещений от 0 до 1,5—2 км и более. К. В. Курдюков (1953) установил сдвиги сухих русел по Джунгарскому разлому, однако значительные новейшие горизонтальные движения были неизвестны.

В заключение следует подчеркнуть, что на территории, прилегающей к Джунгарскому разлому, проводились различные исследования очень многими геологами и почти все они в той или иной степени касались вопросов строения зоны разлома, в результате чего к настоящему времени накоплен огромный и очень ценный фактический материал. В то же время роль Джунгарского разлома в структуре Восточного Прибалхашья отдельные исследователи понимали по-разному, поэтому она оставалась во многом неясной. Детальных исследований приразломных структур почти не проводилось, их систематика и вопросы генезиса не были разработаны. Изучение тектонических движений, особенно горизонтальных, и выяснение их роли в развитии приразломных дислокаций и структуры прилегающей территории зачастую не привлекало внимания.

ВАРИССКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА

ВАРИССКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ СТРОЕНИЯ (Илийско-Балхашский вулканический пояс и Джунгарская миогеосинклираль)

В Восточном Прибалхашье выделяются две крупные и резко различающиеся варисские тектонические зоны: Илийско-Балхашский вулканический пояс (Афоничев, 1967), протягивающийся от Илийской депрессии в районы северного побережья оз. Балхаш и окраины Алакольской котловины, как бы полукольцом окаймляющей сложно построенную тектоническую зону миогеосинклинального характера — Джунгаро-Южно-Балхашскую, по наименованию Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева (1964), или, иначе говоря, Джунгарскую миогеосинклираль (фиг. 2).

Несколько ранее Н. А. Афоничев (1960б) выделял к юго-востоку от вулканического пояса Джунгаро-Балхашскую зону. Однако это название не совсем удачно, поскольку в литературе утвердилось понятие о Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, лишь частью которой является рассматриваемая тектоническая зона, названная поэтому Джунгарской.

Илийско-Балхашский вулканический пояс характеризуется повсеместным развитием континентальных вулканогенных толщ от верхнего визе до перми, местами нижнего — среднего триаса включительно, которые в общем слабо дислоцированы, образуя большей частью пологие мульды. На отдельных участках выходят доверхневизейские континентальные и прибрежно-морские вулканогенные и осадочные отложения девона — нижнего карбона, которые дислоцированы интенсивнее и нередко смяты в брахиформные, иногда линейные складки. На южных склонах Джунгарского Алатау выступает каледонский складчатый фундамент, сложенный либо метаморфизованными нижнепалеозойскими, либо рифейско-нижнепалеозойскими отложениями, смятыми в сжатые, часто пloyчатые складки.

Внутреннее строение Илийско-Балхашского вулканического пояса изучено еще недостаточно. Последний резко обособился, начиная с верхнего визе, когда он повсеместно превратился в обширный вулканический континент, закончивший свое развитие в конце палеозоя — начале мезозоя, причем наземный вулканизм неоднократно сопровождался внедрением интрузий. История развития этой территории до верхнего визе — в девоне и нижнем карбоне — не вполне ясна, поскольку образования этого возраста в основном погребены; по-видимому, в это время местами также шло накопление континентальных вулканогенных толщ, однако на отдельные участки проникли морские трансгрессии.

Не исключено, что Илийско-Балхашский вулканический пояс в целом наложен на существенно различающееся в разных местах гетерогенное основание (Афоничев, 1967).

Джунгарская миогеосинклиральная зона имеет существенно иное строение. В ее пределах развиты главным образом осадочные, преимущественно терригенные отложения от лудлоу до среднего карбона вклю-

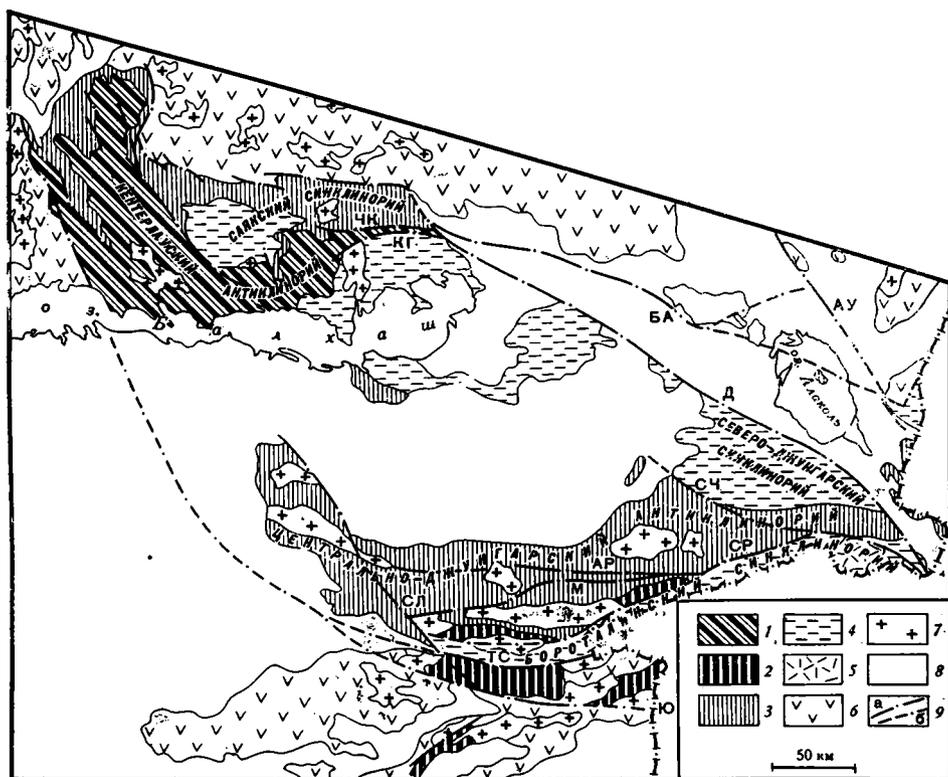
чительно, интенсивно дислоцированные и большей частью смятые в линейные складки субширотных простираний.

Локально выступает на поверхность каледонский комплекс метаморфизованных, местами превращенных в кристаллические сланцы отложений рифейско-нижнепалеозойского возраста, смятых в сжатые плейчатые складки.

На ограниченной площади развиты верхнепалеозойские, преимущественно континентальные вулканогенные отложения, образующие наложенные мулды.

В строении миогеосинклинальной зоны в пределах Джунгарского Алатау выделяются Северо-Джунгарский и Бороталинский синклиории и Центрально-Джунгарский антиклинорий между ними, к северу от оз. Балхаш прослеживаются Кентерлауский антиклинорий и Саякский синклиорий. Антиклинории и синклиории осложнены крупными разломами: продольными — Текелейско-Сайрамнорским, Сарычильдинским, Арасанским, Мынчукурским, Калмаганбельским, Чулькизылским и секущими — Солдатсайским, Сандыктас-Чулакским и Джунгарским (см. фиг. 2).

В Центрально-Джунгарском антиклинории выступают в основном терригенные отложения лудлоу — среднего девона, из-под которых



Фиг. 2. Главные варисские структуры Восточного Прибайкалья

1, 2 — каледонский складчатый комплекс эвгеосинклинальный (1) и миогеосинклинальный (2); 3 — 6 — варисский складчатый комплекс. 3 — 5 — Джунгарская миогеосинклинальная зона: 3, 4 — преимущественно линейные складки в морских осадочных отложениях лудлоу — среднего девона (3) и верхнего девона — нижнего, местами среднего карбона (4), 5 — наложенные мулды в континентальных вулканогенных отложениях верхнего палеозоя; 6 — Илийско-Балхашский вулканический пояс; 7 — варисские интрузии; 8 — кайнозойские рыхлые отложения; 9 — разломы прослеженные (а) и предполагаемые (б); БА — Барлык-Алакольский, АУ — Аягуз-Урджарский, СЧ — Сандыктас-Чулакский, АР — Арасанский, М — Мынчукурский, СР — Сарычильдинский, ТС — Текелейско-Сайрамнорский, ЧК — Чулькизылский, КГ — Калмаганбельский, СЛ — Солдатсайский

локально выходит каледонский складчатый комплекс. В Северо-Джунгарском и Бороталинском синклинориях развиты кремнисто-терригенные и карбонатно-терригенные отложения девона и нижнего, местами — среднего карбона.

Центрально-Джунгарский антиклинорий отличается сложным строением. Его наиболее приподнятая ядерная часть расположена к югу от Арасанского и Мынчукурского разломов, где местами выступает досреднепалеозойский комплекс кристаллических сланцев, смятых в сжатые складки и прорванных интрузиями гранитоидов. Перекрывающие их отложения лудлоу — среднего девона характеризуются локальными перерывами, угловыми несогласиями и относительно слабой дислоцированностью. С удалением от выступов кристаллических сланцев интенсивность дислоцированности среднепалеозойских отложений возрастает, и в них наблюдаются сопряженные линейные антиклинальные и синклинальные складки с крутыми, близкими к вертикальным крыльями и преимущественно субширотными простираниями осей.

К северу от Мынчукурского и Арасанского разломов в Центрально-Джунгарском антиклинории повсеместно наблюдаются сопряженные линейные антиклинальные и синклинальные осложняющие складки с субширотными, реже восток-северо-восточными простираниями осей, крутыми (от 45—50 до 70—80°) углами наклона крыльев; они осложнены пликативными дислокациями низших порядков, а также продольными взбросами и сбросами. Интенсивность дислоцированности возрастает к востоку, на участке, где Центрально-Джунгарский антиклинорий зажат между Сандыктас-Чулакским и Сарычильдинским разломами и является здесь как бы горст-антиклинорием. Причем осложняющие его складки сжаты, близки к изоклинальным, имеют крутые, почти вертикальные крылья; местами в них интенсивно выражен кливаж осевой плоскости, оси обычно образуют плавные дугообразные изгибы (см. фиг. 2, 3).

Далее к востоку между Сандыктас-Чулакским и Джунгарским разломами строение Центрально-Джунгарского антиклинория упрощается, и он выражен здесь Сарыбукторской мегантиклиналью шириной до 15—20 км, в ядре которой выходят породы нижнего девона — эйфеля, на крыльях — отложения живетского яруса. Широко развиты мелкие (шириной в единицы, десятки и сотни метров) осложняющие складки, как правило, с крутыми, близкими к вертикальным крыльями, в то время как общий наклон крыльев Сарыбукторской мегантиклинали, судя по положению зеркала складчатости, пологий (от 15—20 до 30—40°).

Повсеместно для Центрально-Джунгарского антиклинория характерно развитие линейных осложняющих складок в породах лудлоу — среднего девона, которые местами с резким несогласием перекрыты карбонатно-терригенными отложениями турне либо верхнего турне — нижнего визе и верхнего визе — намюра, образующими небольшие, в несколько квадратных километров, пологие наложенные брахисинклинали. Последние наблюдаются также и в восточной, суженной части антиклинория (Токтинская и Тентекская синклинали, см. фиг. 2, 3).

Северо-Джунгарский синклинорий наиболее изучен в Джунгарском Алатау, где он повсеместно осложнен складками разных порядков, среди которых местами наблюдаются сложно построенные структуры типа мегантиклиналей и мегасинклиналей.

В наиболее крупной — Кунгейской мегасинклинали (см. фиг. 2, 3) при детальном исследовании выделен ряд зон, различающихся интенсивностью и строением осложняющих пликативных и дизъюнктивных дислокаций (Войтович, 1966). На крыльях мегасинклинали наблюдаются осложняющие складки в кремнисто-терригенных отложениях верхнего девона, турне и визе; в ее осевой части выходят намюрско-средне-

каменноугольные карбонатно-терригенные отложения, образующие широкую (до 5—7 км) синклиналь, ось которой является также и осевой линией Кунгейской мегасинклинали в целом.

К северу от нее располагается Колпаковская мегантиклиналь¹, состоящая из сопряженных складок в отложениях верхнего девона — турне. Далее к северу прослеживаются Буланбайская синклиналь и Алмалинская антиклиналь (см. фиг. 2, 3).

Северо-Джунгарский синклинорий несколько асимметричен, и его наиболее глубоко прогнутая часть смещена к югу, соответствуя Кунгейской мегасинклинали. В ее осевой части отложения намюра — среднего карбона в основном согласно залегают на визейских, а севернее они с резким несогласием перекрывают более древние среднепалеозойские породы, образуя наложенные брахискладки, что свидетельствует о длительном формировании Северо-Джунгарского синклинория. Последний, так же как, по-видимому, крупные складки типа мегасинклиналей, судя по наклону зеркала складчатости, является в общем пологим прогибом, в то время как более мелкие осложняющие складки разных порядков чаще всего сжаты, с крутыми, близкими к вертикальным наклонами крыльев. Они нарушены многочисленными продольными взбросами и сбросами и более поздними секущими сдвигами и взбросо-сдвигами.

Бороталинский синклинорий протягивается в пределах СССР сравнительно небольшой частью. На востоке, между Джунгарским и Сандыктас-Чулакским разломами, в пределах синклинория в отложениях верхнего девона — нижнего и среднего карбона прослеживается Дурнореченская синклиналь (см. фиг. 2, 3). На ее крыльях, образованных терригенными породами верхнего девона, турне и визе, наблюдаются преимущественно крутые (до 70—80°) углы наклона слоев, местами развиты осложняющие линейные складки разных порядков. Ядро синклинали, сложенное терригенно-карбонатными отложениями намюра — среднего карбона, отличается более пологими (40—70°) наклонами слоев и осложнено мелкими брахискладками.

К западу от Сандыктас-Чулакского разлома складчатые структуры Бороталинского синклинория на значительной площади перекрыты верхнепалеозойской Чулакской наложенной мульдой, характеризующейся грубоизометричной, угловатой в плане формой и пологими (от 5—7 до 20—30°) наклонами слоев образующих ее вулканогенных отложений.

К северо-западу от Чулакской мульды вдоль северной окраины Бороталинского синклинория в его строении выделяются линейные сопряженные антиклинальные и синклинальные складки шириной до 2—5 км с крутыми (от 50—60 до 70—80°) крыльями, которые были здесь выявлены и изучены при проведении геологических съемок ВАГТ под руководством В. А. Буша. Их оси ориентированы в северо-восточном направлении, несколько изгибаясь в плане. Наблюдаются продольные взбросы и сбросы и многочисленные, как правило, несколько более поздние поперечные правые взбросо-сдвиги северо-западных простираний, смещающие оси складок на 0,2—0,5, в единичном случае — на 3 км (см. фиг. 2, 3). Зеркало складчатости в общем полого погружается к юго-востоку, и в этом направлении происходит последовательная смена выходов древних отложений более молодыми — от верхнедевонских — нижнетурнейских до верхнетурнейских — нижневизейских. При этом интенсивно дислоцированные и смятые в линейные складки отложения верхнего девона — нижнего турне непосредственно близ северного ограничения Бороталинского синклинория с резким несогласием перекрыты

¹ На тектонической схеме (см. фиг. 3) ось Колпаковской мегантиклинали с некоторой условностью намечена по осевой линии наиболее крупной осложняющей антиклинальной складки, выявленной исследованиями В. К. Дмитриевой в 60-х годах и названной ею Джунджурукской.

породами верхнего турне либо нижнего визе, образующими небольшие, площадью в несколько квадратных километров, брахиформные наложенные синклинали: Арчалинскую, Таустаускую и др. (см. фиг. 2, 3).

К юго-востоку от зоны линейных складок в верхнедевонских — нижневизейских отложениях развиты перекрывающие их с резким несогласием терригенно-карбонатные породы верхнего визе — среднего карбона, в общем моноклинально, под углами $10—20^\circ$, падающие к югу и юго-востоку вплоть до Чулакской мульды. Эта в целом пологая моноклинали осложнена флексуобразными перегибами и брахискладками долготных и северо-северо-западных простираний (некоторые из них оконтурены структурной линией, см. фиг. 2, 3). Шарниры складок полого погружаются к югу и юго-востоку, замки обычно округлые и уплощенные, углы падения крыльев достигают $30—50^\circ$; местами они представлены сундучными синклиналями с разделяющими их гребневидными антиклиналями.

Таким образом, рассмотренная восточная и центральная части Бороталинского синклинория, заходящие в пределы СССР, характеризуются весьма неоднородным, сильно различающимся на отдельных участках гетерогенным строением.

Западная часть Бороталинского синклинория сильно сужена, ограничена Сарычильдинским и Текелийско-Сайрамнорским разломами и представляют собой как бы грабен-синклинорий асимметричного строения. Его наиболее прогнутая осевая часть смещена к югу, в строении выделяются линейные осложняющие складки с крутыми крыльями, нарушенные продольными взбросами и сбросами.

Прослеживающиеся к северу от оз. Балхаш Кентерлауский антиклинорий и Саякский синклинорий на значительном протяжении граничат по разломам.

Кентерлауский антиклинорий сложен рифейско-нижнепалеозойскими отложениями, большей частью интенсивно дислоцированными и смятыми в сжатые, близкие к изоклинальным складки субширотных и северо-западных простираний. Его восточная часть представляет собой узкий (до $5—10$ км) горст, протягивающийся в субширотном направлении между Чулькызыльским и Калмаганбельским разломами (см. фиг. 2, 3). Среднепалеозойские отложения в Кентерлауском антиклинории образуют в основном мульдообразные и брахиформные синклинали наложенного типа.

Саякский синклинорий в западной, прогнутой своей части выражен Саякской мульдой, выполненной осадочными, в меньшей мере вулканогенно-осадочными отложениями от верхнего девона до низов перми включительно. Ее опраничения местами имеют характер круто погружающихся флексурных перегибов, тогда как ближе к центральной части углы наклона слоев выполаживаются до $5—15^\circ$; наблюдаются малоамплитудные взбросы, сбросы и взбросо-сдвиги, а на отдельных участках — осложняющие складчатые дислокации.

За пределами Саякской мульды в строении синклинория принимают участие в основном терригенно-туфогенные отложения лудлоу — среднего девона, смятые в складки разных порядков, линейные и брахиформные, с углами наклона крыльев, варьирующими в широких пределах — от $10—20$ до $60—80^\circ$. В ядрах наиболее крупных синклиналей развиты сходные по составу верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения. На большей части площади Саякский синклинорий разбит на блоки, существенно различающиеся интенсивностью, морфологией и простираниями складок. В целом он представляет собой как бы мозаику из блоков разных размеров и отличается заметно меньшей интенсивностью дислоцированности по сравнению с линейно складчатыми Северо-Джунгарским синклинорием и Центрально-Джунгарским антиклинорием.

В восточной части Саякского синклинория, прилежащей к Джунгарскому разлому, в его строении выделяются Беркаринская мегантиклиналь и Бесобинская синклиналь (см. фиг. 2, 3). Беркаринская мегантиклиналь, в строении которой принимают участие отложения лудлоу — среднего девона, имеет очень сложную внутреннюю структуру и состоит из складок разных порядков, сильно нарушенных разрывными нарушениями. Бесобинская синклиналь построена более просто; она является широкой синклинальной складкой с углами наклона крыльев от 25 до 50°. В ее ядре на северо-востоке залегают отложения верхнего девона, а по направлению к запад-юго-западу за счет погружения шарнира выходят породы турне, причем образованное ими ядро характеризуется близкими к изометричным очертаниями, напоминая мульдугу.

Таким образом, варисская структура Джунгарской миогеосинклинальной зоны в целом характеризуется сложным и существенно различающимся в разных частях строением, при этом повсеместно в ней преобладает субширотное простираание складчатых структур, что особенно четко выражено в линейно складчатых Центрально-Джунгарском антиклинории, в Северо-Джунгарском и в значительной мере Бороталинском синклинориях.

Местами оси складок приобретают близкие к северо-восточным либо к северо-западным простираания, иногда образуя в плане плавные дугообразные изгибы. На небольшой площади у северного ограничения Бороталинского синклинория, непосредственно близ западного края Чулакской мульды развиты осложняющие складки долготных простирааний, что уже было охарактеризовано выше; однако это примеры лишь частных отклонений от преобладающего субширотного простираания складчатых структур. Последние осложнены разрывными нарушениями и в связи с этим на ряде участков приобретают черты блокового строения. Крупные продольные разломы местами ограничивают антиклинории и синклинории. К ним относятся: Калмаганбельский и Чулькызылский разломы, отделяющие Кентерлауский антиклинорий в его восточной части от Саякского и Северо-Джунгарского синклинориев; Сарычильдинский разлом между Центрально-Джунгарским и Бороталинским синклинориями и ограничивающий последний с юга Текелийско-Сайрамнорский разлом; Арасанский и Мынчукурский разломы, на значительном протяжении отделяющие южную, наиболее приподнятую часть Центрально-Джунгарского антиклинория. Амплитуды вертикальных смещений по перечисленным разрывным нарушениям достигают на ряде участков нескольких километров.

Важную и своеобразную структурную роль играет Сандыктас-Чулакский разлом, секущий складчатые структуры, причем в его крыльях они существенно различаются: Центрально-Джунгарский антиклинорий к северо-востоку от линии разлома выражен широкой Сарыбукторской мегантиклиналью с пологими в общем крыльями, в то время как в противоположном блоке он осложнен сжатыми, близкими к изоклинальным складками с интенсивно выраженным кливажем осевой плоскости; Бороталинский синклинорий в северо-восточном блоке представлен просто построенной Дурнореченской синклиналью, а по другую сторону разлома характеризуется развитием ряда линейных и брахиформных осложняющих складок, перекрытых Чулакской наложенной мульдгой (см. фиг. 2, 3). Этим обусловлено своеобразное, дискретное строение восточной части Джунгарского Алатау, прилежащей к Джунгарскому разлому.

История развития Джунгарской миогеосинклинальной зоны достоверно восстанавливается начиная со среднего палеозоя.

По всей вероятности, к лудловскому или верхнелудловскому времени на значительной территории сформировался каледонский складчатый комплекс в метаморфизованных отложениях *риффея* — *нижнего палеозоя*, выступающий в Кентерлауском и Центрально-Джунгарском антиклинориях. В Кентерлауском антиклинории рифейско-нижнепалеозойские отложения в значительной части имеют эвгеосинклинальный характер и представлены мощными вулканогенно-кремнистыми осадками уртынжальского комплекса верхнего рифея — нижней части нижнего палеозоя, осадочно-вулканогенной толщей верхнего ордовика и зеленоцветными терригенными отложениями нижнего силура. В Центрально-Джунгарском антиклинории выходит типично миогеосинклинальный комплекс карбонатно-терригенных отложений с подчиненными прослоями вулканогенных пород.

В *лудлоу* и особенно в *нижнем — среднем девоне* территория Джунгарской зоны была охвачена морской трансгрессией и в ее внутренней части накапливались мощные, преимущественно морские песчано-сланцевые отложения аспидной формации, представленные темно-серыми глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и в меньшей степени песчаниками, которые на современном эрозионном срезе выходят в Центрально-Джунгарском антиклинории и в ядрах наиболее крупных антиклиналей Северо-Джунгарского и Бороталинского синклинорий. На ряде участков наблюдается тонкое ритмичное флишеподобное переслаивание сланцев, алевролитов и песчаников. В подчиненном количестве присутствуют яшмовидные породы, конгломераты, известняки, туффиты и туфы, роль которых возрастает в отложениях живета. Локально развиты мощные линзы спилитов и порфиритов, сопровождающиеся красноцветными яшмами и частично как будто обнаруживающие приуроченность к зонам Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов. В блоке между последними в отложениях нижнего девона — *эйфеля* в заметном количестве наблюдаются линзы известняков.

В окраинных частях Джунгарской миогеосинклинальной зоны в это время существовали прибрежно-морские условия осадконакопления, причем последнее сопровождалось привнесением большого количества туфового материала. Так, на площади Саякского синклинория и прилегающей части блока, расположенного к северо-востоку от Джунгарского разлома, сформировалась формация зеленоцветных терригенно-туфогенных сложенных, состоящая из песчаников, туфопесчаников и туфов, среди которых присутствуют прослои спилитов, альбитофириров и тонкопелосчатых кремнистых туффитов; значительное распространение имеют линзы рифовых известняков, прослои конгломератов. Алевролиты и сланцы, по сравнению с внутренней частью Джунгарской зоны, играют в общем незначительную роль.

В это время, вероятно, возникло поднятие, охватывающее значительную часть площади Кентерлауского антиклинория и разделившее Саякский прибрежно-морской бассейн и обширную область морского осадконакопления Джунгарской зоны. В пределах последней началось формирование Центрально-Джунгарского антиклинория, и на месте его ныне наиболее приподнятой части возникли островные поднятия. Вследствие этого в отложениях лудлоу — среднего девона здесь устанавливаются перерывы и несогласия. Широко распространены прибрежно-морские фации, представленные рифовыми известняками, а также песчаниками и конгломератами, содержащими обломки размывавшихся кристаллических пород и прорывающих их гранитоидов, как это установил В. А. Буш в 1963 г.

По мнению Н. А. Афоничева (1967), ограничивающие на ряде участков приподнятую часть антиклинория Мынчукурский, Арасанский и Сарычильдинский разломы уже существовали в начале среднего палео-

зою, причем местами вдоль них возникали приразломные барьерные острова, выступавшие над уровнем моря в виде узких кордильер, что отразилось в формировавшихся здесь фациях лудлоу-среднедевонских отложений.

В *верхнем девоне* — турне на месте Центрально-Джунгарского антиклинория возникло обширное поднятие, и в дальнейшем в его пределах сформировались мелкие наложенные синклинали в маломощных карбонатно-терригенных отложениях нижнего карбона (карбонатно-терригенной геосинклинальной формации, по наименованию Н. И. Филатовой и В. А. Буша, 1965).

В прогибах, заложившихся на площади современных Северо-Джунгарского и Бороталинского синклинориев, в верхнем девоне — турне накапливались морские тонкообломочные и кремнистые отложения яшмовой формации: яшмовидные породы, глинисто-кремнистые сланцы и туффиты, алевролиты и реже песчаники, среди которых на ряде участков присутствуют ярко-красные, малиновые и ярко-зеленые яшмы, сопровождающиеся лилово-серыми андезито-базальтовыми порфиритами, их туфами, розовыми пелитоморфными известняками и сингенетической марганцевой и медной минерализацией. Эти пестроцветные породы парагенетически связаны друг с другом и приурочены к отдельным очагам подводного вулканизма, некоторые из которых, по-видимому, располагались в зонах разломов.

На площади Саякского синклинория на отдельных участках в прибрежно-морских условиях продолжалось накопление терригенно-туфогенных отложений, представленных песчаниками, алевролитами, туфами и туффитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев, конгломератов и известняков.

В *визейский век* области морского осадконакопления уменьшились и были приурочены в основном к внутренним частям прогибов, располагавшихся на месте Бороталинского и Северо-Джунгарского синклинориев, а также Саякской мулды.

В Северо-Джунгарском прогибе возникли островные поднятия, пространственно примерно совпадавшие с нынешними крупными антиклиналями, и вследствие этого в синклинальных структурах между ними визейские отложения обнаруживают существенные различия и местами включают прибрежные фации с преобладанием конгломератов.

Повсеместно в Джунгарском Алатау отложения визе представлены песчаниками и алевролитами; кроме того, присутствуют конгломераты, известняки, яшмовидные и кремнисто-глинистые сланцы и туффиты. На ряде участков наблюдается тонкое ритмичное флишеподобное переслаивание алевролитов и песчаников, что обуславливает сходство визейских отложений с флишем, который, как известно, чаще всего образуется в завершающие этапы развития геосинклиналей, когда прогибы в них уже обрамляются значительными поднятиями.

В *намюре — среднем карбоне* область морского осадконакопления еще более сократилась и значительную площадь занимала только в прогибе Бороталинского синклинория, где формировались преимущественно терригенно-карбонатные отложения: известняки с прослоями алевролитов, реже конгломератов и сланцев. В пределах Северо-Джунгарского синклинория намюрско-среднекаменноугольные отложения накапливались, по-видимому, на небольшой площади и характеризуются преобладанием терригенных осадков; известняки встречаются в виде отдельных прослоев и линз. Кроме того, морское осадконакопление продолжалось в прогибе Саякской мулды.

Таким образом, начиная с лудлоу, затем в девоне, нижнем и среднем карбоне в Джунгарской миогеосинклинальной зоне в морских и прибрежно-морских условиях происходило накопление преимуществен-

но осадочных, в значительной части терригенных отложений типично миогеосинклинальных формаций (табл. 1) и формировались крупные структурные элементы.

Т а б л и ц а 1

Формации геосинклинального этапа развития Джунгарской миогеосинклинали

Возраст	Внутренняя часть Джунгарской миогеосинклинали		Северная крайняя часть Джунгарской миогеосинклинали (Саяжский синклинорий и прилегающая часть блока к северо-востоку от Джунгарского разлома)
$C_{1n} - C_2$	Центрально-Джунгарский антиклинорий к северу от Арасанского разлома Карбонатно-терригенная геоантиклинальная	Северо-Джунгарский синклинорий	Карбонатно-терригенно-туфогенная
C_{1v}		Карбонатно-терригенная	
$D_3 - C_{1t}$		Терригенная флишоподная	
$S_{ald} - D_2$		Яшмовая	
		Лепидная	Зеленоцветная терригенно-туфогенная

В начале среднего палеозоя островные поднятия возникли на месте выступов кристаллических сланцев в Центрально-Джунгарском антиклинории; в конце среднего — начале верхнего девона образовалось обширное поднятие на площади Центрально-Джунгарского антиклинория, а на месте Северо-Джунгарского и Бороталинского синклинориев заложилась прогибы, где продолжалось морское осадконакопление, площадь которого существенно сократилась в визейский век и особенно в намюре — среднем карбоне.

В этом собственно геосинклинальном процессе развития отмечаются фазы усиления тектонических движений и складчатости, на отдельных участках проявлявшиеся в разное время и обусловившие образование несогласий в разрезе среднепалеозойских отложений. Затем, по-видимому, в конце среднего — начале верхнего карбона в результате мощных складкообразовательных движений главной фазы складчатости отложения от лудло до среднего карбона были повсеместно дислоцированы, смяты в складки и прорваны интрузиями; в совокупности они образуют единый структурный ярус, подразделяющийся местами на подъярусы.

В *верхнем палеозое* в пределах складчатой области в орогенных условиях формировались наложенные мульды и грабены, выполненные континентальными вулканогенными и грубообломочными осадочными отложениями моласс. В прогибе Саяжской мульды продолжалось морское осадконакопление; отсюда, возможно, протягивался узкий пролив вдоль Чулькызылского и Джунгарского разломов к обширному морскому бассейну, охватывавшему в то время Джунгарскую впадину (Буш и др., 1968). В конце палеозоя верхнепалеозойские отложения были прорваны интрузиями и слабо дислоцированы.

* * *

Граница резко различных по строению Джунгарской миогеосинклинальной зоны и Илийско-Балхашского вулканического пояса на ряде участков осложнена крупными разломами. На южном склоне Джунгарского Алатау она большей частью прослеживается по Текелийско-Сайрамнорскому и сливающемуся с ним Южно-Джунгарскому разломам и, судя по данным аэромагнитной съемки (Кронидов, Кумпан, 1960), продолжается под рыхлыми кайнозойскими отложениями Прибалхашской впадины вплоть до оз. Балхаш (см. фиг. 2). В восточной части Прибалхашья некоторые исследователи (Ренгартен, 1958; Афоничев, 1960б)

проводили границу упомянутых тектонических зон по Джунгарскому разлому. Однако изучение выступов палеозойского фундамента Алакольской впадины позволило установить, что миогеосинклинальная зона и вулканический пояс резко граничат по Барлык-Алакольскому краевому глубинному разлому, проходящему в центральных частях Алакольской котловины (см. фиг. 2, 3), в то время как Джунгарский разлом проходит внутри миогеосинклинальной зоны.

ПОЛОЖЕНИЕ ВАРИССКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН В РАЙОНЕ АЛАКОЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ И БАРЛЫК-АЛАКОЛЬСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ

В Алакольской котловине варисские структуры наблюдаются лишь в виде отдельных выступов, строение которых свидетельствует о том, что в ее северную часть протягивается Илийско-Балхашский вулканический пояс, а в южную — Джунгарская миогеосинклиналь.

Илийско-Балхашский вулканический пояс на северо-западной окраине Алакольской котловины представлен крупной Алакольской мульдой, характеризующейся близкими к изометричным очертаниями. По данным многолетних исследований А. А. Розенкранца, проводившихся в 1950—1960 гг., в окраинных частях Алакольской мульды выступают вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения девона — нижнего карбона, которые по направлению к ее центральной части перекрыты существенно вулканогенными отложениями среднего — верхнего карбона, перми и предположительно пермо-триаса (фиг. 3).

В разрезе среднепалеозойских — раннемезозойских отложений, участвующих в строении Алакольской мульды, наблюдаются многочисленные несогласия; наиболее крупные из них, приуроченные к основанию среднего карбона и нижней части нижней перми, разделяют три структурных яруса:

1) нижний, девонско-нижнекаменноугольный, представленный брахиформными, реже линейными складками в вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложениях девона — нижнего карбона;

2) средний, среднекаменноугольный — нижнепермский, для которого характерны мелкие и крупные брахискладки в вулканогенных отложениях среднего карбона — низов нижней перми; 3) верхний, пермский, представленный пологими крупными брахискладками и мульдами, образованными вулканогенными породами перми и пермо-триаса.

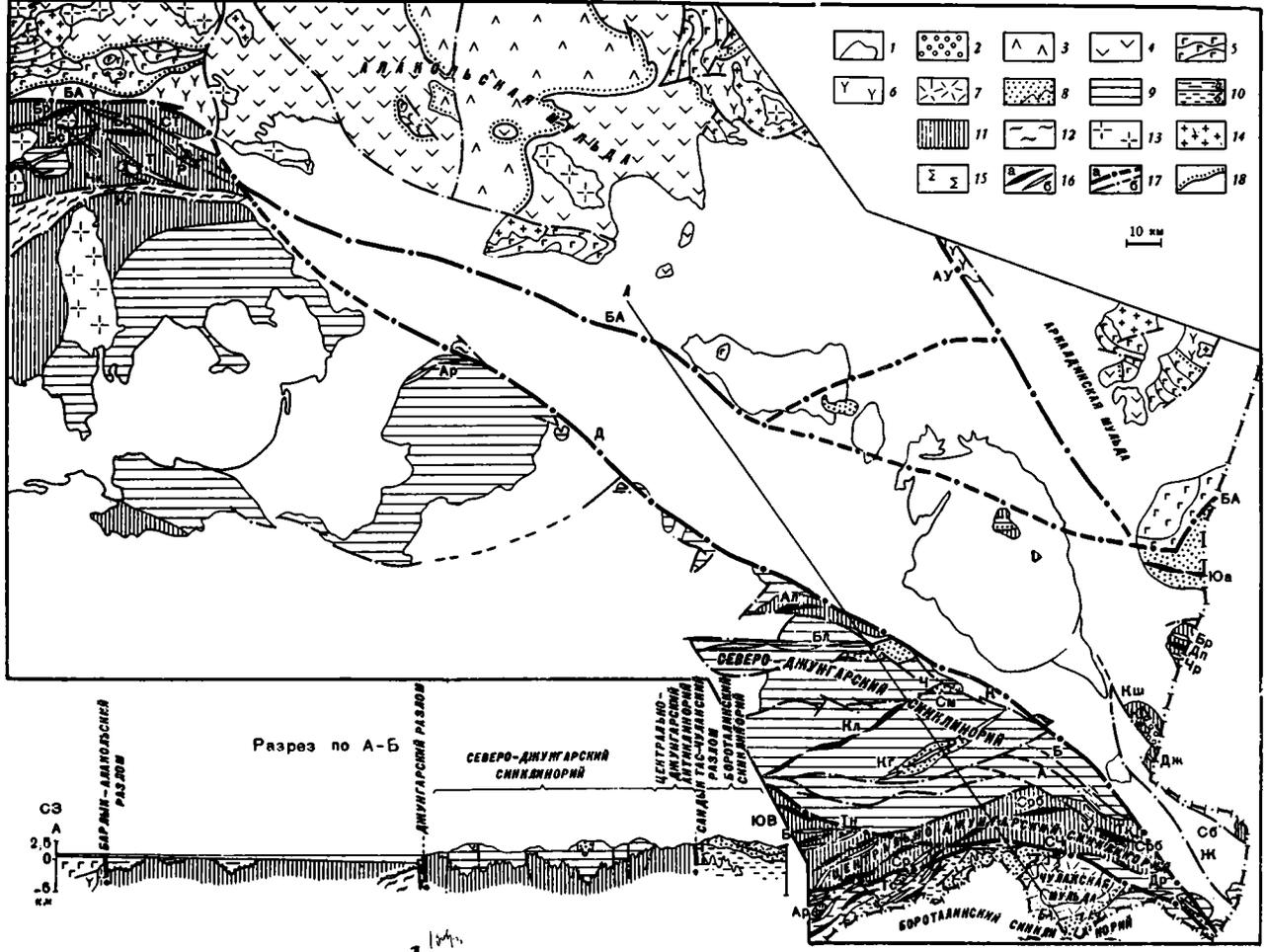
Кроме того, наблюдаются многочисленные другие поверхности несогласий, обуславливающие разделение структурных ярусов на подъярусы, и вследствие этого в деталях строение Алакольской мульды сложное и на тектонической схеме (см. фиг. 3) отображено лишь в общих чертах.

На северо-востоке Алакольской котловины, в горах Аркалды-Балтабай и в северной части гор Арасантау, развиты средне- и верхнепалеозойские континентальные вулканогенные отложения, сходные по составу и характеру дислоцированности с наблюдающимися в Алакольской мульде. Здесь автором совместно с Н. М. Давыдовым и Ю. А. Твердисловым установлены преимущественно вулканогенные отложения среднего девона, верхнего визе — намюра, среднего карбона и перми (фиг. 4).

Средний девон представлен вулканогенными отложениями преимущественно кислого состава, которые развиты на севере гор Аркалды-Балтабай, а также образуют изолированные выходы на левобережье р. Урджар к западу от горы Джайтобе, основание их нигде не известно. В горах Аркалды-Балтабай среди них выделяются две толщи (фиг. 5; см. также фиг. 4).

Фиг. 3. Положение Джунгарского и Барлык-Алакольского разломов в варисской структуре Восточного Прибалхашья

1 — кайнозойские рыхлые отложения и озера; 2 — грабен-синклинали в отложениях рэт-лейаса; 3—11 — варисский складчатый комплекс. 3—6 — Илиско-Балхашский вулканический пояс, структурные ярусы: 3, 4 — верхний (пермский — триасовый) — крупные пологие брахискладки и мулды, образованные породами пермо-триаса (3) и перми (4), 5 — средний (среднекаменноугольный — нижнепермский в Алакольской мулде и верхневизейский — среднекаменноугольный в Аркалдинской мулде) — мелкие и крупные брахискладки и мулды, 6 — нижний (девонский — среднекаменноугольный — брахиформные и линейные складки; 7—11 — Джунгарская многоосинклинальная зона, структурные ярусы: 7 — верхний, орогенный (верхнекаменноугольный — нижнепермский) — наложенные мулды и грабен-синклинали, 8—11 — нижний, собственно геосинклинальный (от лудлоу до нижнего, местами среднего карбона включительно) — преимущественно линейные складки в отложениях намюра — среднего карбона и верхнего визе — среднего карбона (8), верхнего девона — визе (9), верхнего девона — нижнего турне (10а), верхнего турне — нижнего визе (10б), лудлоу — среднего девона (11), 12 — каледонский складчатый комплекс — сжатые пloyчатые линейные складки в метаморфизованных рифейско-нижнепалеозойских отложениях; 13 — 15 — интрузивные массивы: 13 — посторогенные гранитоиды (верхнепалеозойские — раннемезозойские), 14 — позднеорогенные гранитоиды (средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские), 15 — предверхнедудлоазские ультрабазиты. Прочие обозначения: 16 — оси антиклиналей и мегаинклиналей (а) и оси синклиналей и мегаинклиналей (б); 17 — разломы (пунктиром предполагаемые); а — глубинные, б — прочие; стрелками показано направление сдвигов; 18 — границы резких несогласий (см. окончание стр. 31)

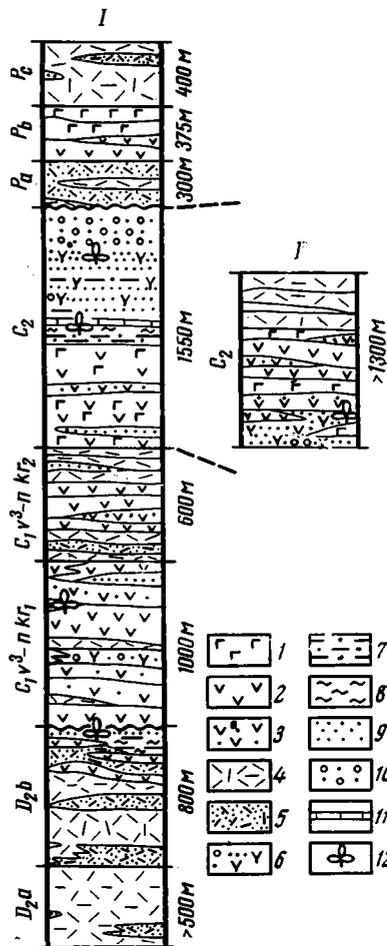


Фиг. 4. Разрезы палеозойских отложений выступов фундамента Алакольской впадины, входящих в Илийско-Валхашский вулканический пояс

D_{2a}, D_{2b} — нижняя и верхняя толщи среднего девона; C₁V³ — пкг₁, C₁V³ — пкг₂ — нижняя и верхняя подсвиты каркаралинской свиты верхнего визе — намюра; C₂ — средний карбон; P_a, P_b, P_c — нижняя, средняя и верхняя толщи перми.

I — горы Аркалды-Балтабай; II — северная часть горы Арасантау.

I — основные эффузивы; 2 — средние эффузивы; 3 — средние туфы; 4 — кислые эффузивы; 5 — туфы и туфобрекчии кислого и смешанного состава; 6 — туффины и туфопесчаники; 7 — алевролиты; 8 — кремнистые сланцы; 9 — песчаники; 10 — гравелиты, конгломераты и туфоконгломераты; 11 — известняки; 12 — места сбросов флоры



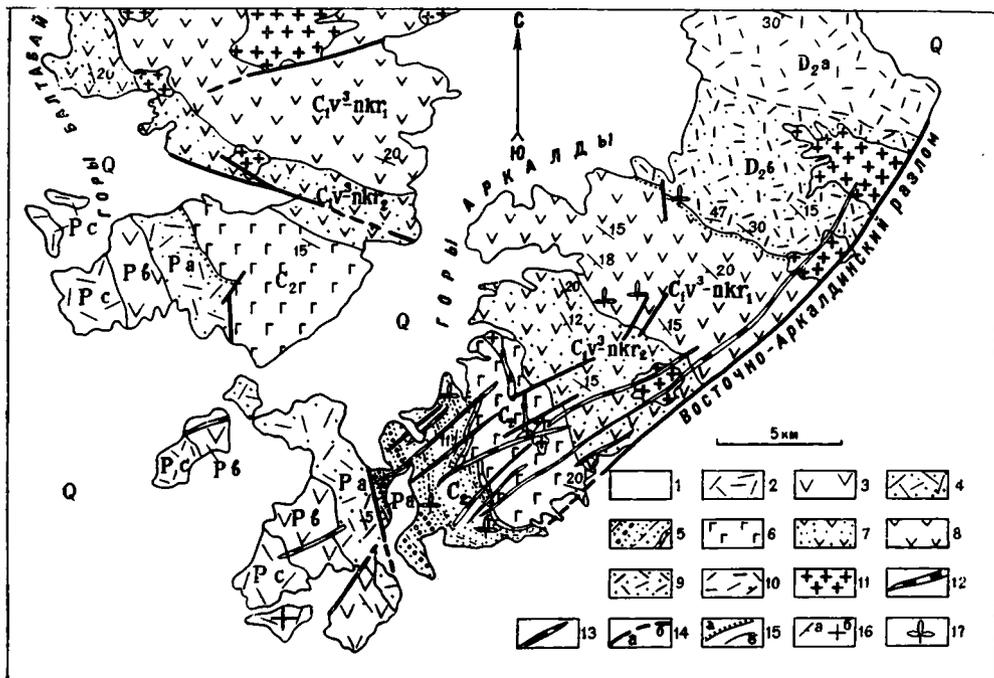
Нижняя толща видимой мощностью 500 м сложена монотонными светло- и темно-серыми, реже розовато-серыми плагиопорфирами, кварцевыми порфирами и фельзитами с редкими прослоями кислых литокристаллокластических туфов и туфобрекчий мощностью от нескольких до 30—40 м.

Верхняя толща мощностью 800 м отличается от нижней тем, что в ней кислые эффузивы и их туфы присутствуют примерно в равных количествах и изредка в верхней части встречаются андезитовые порфириты, их туфы, а также обычно алевролиты и песчаники. По всему разрезу мощности слоев варьируют в широких пределах: от 1 до 40 м. В верхах верхней толщи на западе гор Аркалды залегает мощная (250 м) линза тонкопереслаивающихся (0,1—2 м) алевролитов, кремнистых сланцев и аргиллитов, реже песчаников и гравелитов, в которых собрана среднедевонская флора: *Glyptophyton granulatum* Krysht., *Svalbardia polymorpha* Hoeg, *Psilophyton arcticum* Hoeg, *P. goldschmidtii* Halle, *Protopteridium* sp., *Blasaria* sp. (определения А. Л. Юриной).

В целом рассмотренные среднедевонские отложения, так же как развите на северо-западной окраине Алакольской котловины, характеризуются преобладанием вулканических пород, однако в пределах последней, по данным А. А. Розенкранца и С. Н. Голышева, наблюдаются в основном туфогенные образования среднего и кислого состава, тогда как в горах Аркалды-Балтабай преобладают кислые эффузивы.

На породы среднего девона в горах Аркалды-Балтабай с азимутальным и угловым несогласием ложатся очень пестрые по составу отложения верхнего визе — намюра (каркаралинской свиты), в которых выделяются две подсвиты.

Разломы: А — Актуминский, АУ — Аягуз-Урдаарский, БА — Барлык-Алакольский, Б — Бельгаинский, Д — Джунгарский, Кг — Калмаганбельский, К — Карайлинский, Кш — Кши-Алакольский, Р — Родниковый, СЧ — Сандыктас-Чулакский, Сб — Сарыбулакский, Ср — Сарычильдинский, СТ — Северо-Тюлькуламский, См — Семерлинский (Калпаковский), Т — Тюлькуламский, Ч — Чекаманский, Чк — Чулькызылский. Антиклинали и мегантиклинали: Ал — Алмалинская, Бр — Беркаринская, Дп — Джалпактауская, К — Катуская, Кл — Колпаковская, Срб — Сарыбукторская, Юа — Южно-Арасанская. Синклинали и мегасинклинали: Ар — Арганатинская, Бр — Бериктауская, Бс — Бесобинская, Бл — Буланбайская, Дж — Джаулаулинская, Др — Дурнореченская, Кг — Кунгейская, Чр — Чурутская. Наложенные синклинали: Ар — Арчалинская, Тс — Тас-тауская, Тк — Токтинская, Тн — Тентекская



Фиг. 5. Схема геологического строения гор Аркалды-Балтабай северо-восточной части Алакольской котловины

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — 4 — пермь: 2 — верхняя толща — трахилипаритовые порфиры и их туфы, 3 — средняя толща — андезитовые и базальтовые порфириты, 4 — нижняя толща — кислые туфы и трахилипаритовые порфиры; 5, 6 — средний карбон: 5 — верхняя толща — песчаники, туфопесчаники, туфы, туффиты, известняки, конгломераты, 6 — нижняя толща — андезито-базальтовые и трахиандезитовые порфириты; 7, 8 — каркалинская свита верхнего визе — намюра: 7 — верхняя подсвита — андезитовые порфириты, ортофиры, туфы кислого и смешанного состава, 8 — нижняя подсвита — андезитовые и трахиандезитовые порфириты, их туфы, кислые эффузивы, туфы и туфобрекчии смешанного состава; 9, 10 — средний девон: 9 — верхняя толща — кислые эффузивы и их туфы, 10 — нижняя толща — кислые эффузивы; 11 — верхнекаменноугольные массивы гранитоидов; 12, 13 — дайки кислого (12), среднего и основного (13) состава; 14 — разрывные нарушения — проследженные (а) и предполагаемые (б); 15 — стратиграфически несогласные (а) и согласные (б) контакты; 16 — элементы залегания слоев наклонные и горизонтальные; 17 — места сборов флоры

В нижней подсвите эффузивы и туфы имеют примерно одинаковое распространение, в верхней — явно преобладают эффузивы и присутствуют игнимбриты. Нижняя подсвита мощностью 1000 м сложена андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, их туфами, трахилипаритовыми порфирами, туфами и туфобрекчиями смешанного состава, изредка песчаниками и алевролитами. Покровы порфиритов обычно довольно выдержанные и мощные (до 50—100 м); мощность покровов трахилипаритовых порфиров достигает 30—40 м, в плане они имеют грубоизометричную форму, причем иногда удается установить центры их излияний. Туфы, туфобрекчии и осадочные породы залегают в виде линз различной формы и размеров (мощностью 0,5—40 м). Вдоль западной кромки гор Аркалды наблюдается следующий разрез нижней подсвиты:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Темно-серые и буро-серые андезитовые и трахиандезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, изредка трахилипаритовые порфиры | 550 |
| 2. Розовые, коричневые и серо-зеленые туфы смешанного состава и трахилипаритовые порфиры | 100 |
| 3. Серые и коричнево-серые андезитовые, трахиандезитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, изредка песчаники и алевролиты | 400 |

Верхняя подсвита мощностью 600 м состоит из андезитовых порфиров, ортофинов, туфов и игнимбринов кислого и смешанного состава, изредка песчаников и алевролитов. Вдоль западной кромки гор Аркалды составлен следующий разрез ее:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Лилово-коричневые и зеленовато-коричневые ортофиры, игнимбрины, туфы; мощности слоев варьируют от 10 до 80 м | 180 |
| 2. Темно-серые и зеленовато-серые андезитовые порфиры, их туфы, изредка базальтовые порфиры, песчаники и алевролиты; мощности слоев изменяются от 1 до 40 м | 300 |
| 3. Розово-красные ортофиры, зеленые и коричневые туфы ортофинов, туфобрекчии, туффиты; мощности слоев их варьируют от 0,5 до 30 м | 170 |

В центральной и восточной частях гор Аркалды, а также в горах Балтабай этот разрез не выдерживается: различные породы, слагающие каркаралинскую свиту, сложно переслаиваются; сколько-нибудь крупных пачек определенного состава не выделяется. Общая мощность каркаралинской свиты 1600 м. В верхах нижней подсвиты собрана флора *Asterocalamites* sp., *Angaropteridium abacanium* Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* Zal. (определения А. Л. Юриной), свидетельствующая о нижнекаменноугольном, скорее всего, верхневизейском — намюрском возрасте вмещающих ее отложений. Последние обнаруживают литологическое сходство с каркаралинской свитой верхнего визе — намюра, впервые выделенной В. Ф. Беспаловым (1956) близ Каркаралинска, где ее возраст доказан флористически.

В районе северо-западной окраины Алакольской котловины каркаралинская свита верхнего визе — намюра имеет в общем сходный состав с наблюдающейся в горах Аркалды-Балтабай. Так, к северу от гор Чольдаыр, по данным исследований А. К. Мясникова в 1963 г., в ее разрезе преобладают туфы и эффузивы среднего, реже кислого и основного состава, изредка встречаются терригенные отложения: алевролиты, песчаники, гравелиты.

На каркаралинской свите верхнего визе — намюра в горах Аркалды-Балтабай согласно залегают *среднекаменноугольные отложения*, которые развиты также и на севере гор Арасантау, где их основание неизвестно. Состав среднекаменноугольных отложений изменчив, однако повсеместно в большом количестве присутствуют темно-серые и темно-зеленые базальтовые порфиры. В горах Аркалды в разрезе среднего карбона выделяются две толщи: нижняя — вулканогенная и верхняя — осадочная.

Нижняя толща мощностью 650 м сложена темно-серыми, иногда буровато-серыми андезитовыми, андезито-базальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Покровы эффузивов большей частью мало мощные (1—10 м), лишь в отдельных случаях мощность их достигает 40—50 м; мощность слоев и линз туфогенных и осадочных пород варьирует от 1—2 до 30—40 м. В нижней части, в 150 м выше по разрезу от основания нижней толщи, прослеживается мощный (40 м), маркирующий горизонт тонкопереслаивающихся (0,2—0,4 м) светло-серых и зелено-серых туфогенных песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, аргиллитов.

Верхняя толща мощностью 900 м образована преимущественно пестроокрашенными туфогенно-терригенными отложениями. В основании ее развиты переслаивающиеся (0,1—0,5 м) светло-серые и зелено-серые кремнистые сланцы, кремнисто-глинистые туффиты, часто яшмовидные, пепловые туфы, туфоалевролиты, образующие маркирующий горизонт

мощностью 40 м, прослеживающийся на аэрофотоснимках. Они перекрыты серыми пелитоморфными известняками, переходящими в известковистые алевролиты и песчаники, мощностью 40 м. Выше по разрезу наблюдаются серо-лиловые, красно-бурые и зелено-серые разномерные песчаники, полимиктовые и туфогенные, с прослоями алевролитов, конгломератов, туффитов и туфов, мощности слоев варьируют от 1—2 до 10 м. Общая мощность пачки около 500 м. Завершают разрез осадочно-туфогенной толщи монотонные лилово-серые гравелиты, конгломераты и туфоконгломераты мощностью 300 м.

В горах Балтабай осадочные породы в среднекаменноугольных отложениях не наблюдаются, наиболее распространены базальтовые и андезито-базальтовые порфириды, реже встречаются андезитовые порфириды и туфы среднего состава; мощности покровов и слоев туфов такие же, как и в эффузивно-туфогенной толще гор Аркалды.

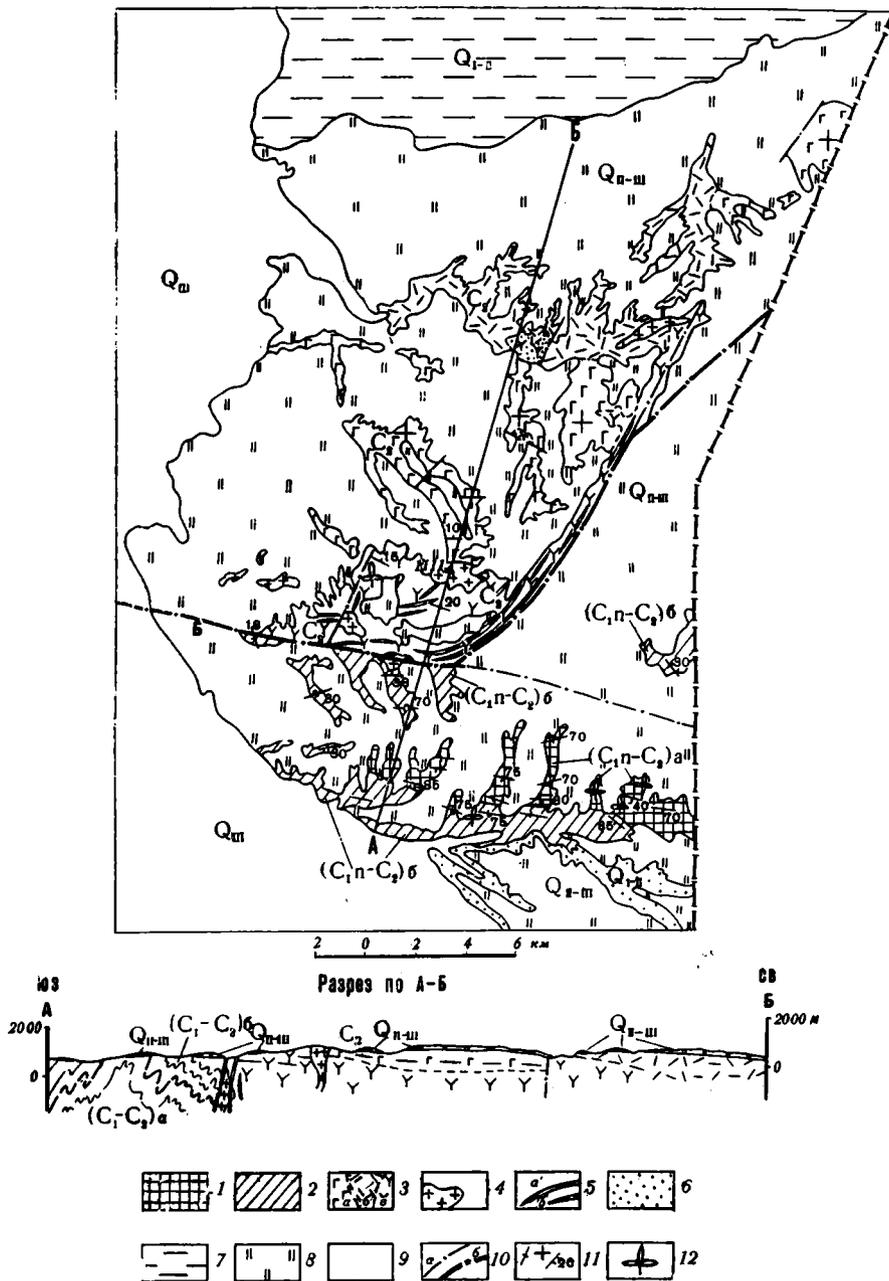
Существенно иной состав имеют среднекаменноугольные отложения северной части гор Арасантау, в которых выделяются три толщи: нижняя — туфогенная, средняя — порфириновая и верхняя — порфириновая (фиг. 6, см. также фиг. 4).

Нижняя толща видимой мощностью 400 м сложена темно-, светло- и зеленовато-серыми туфами смешанного и среднего состава, туфопесчаниками и туффитами. Мощности слоев варьируют от 0,5 до 2 м. В подчиненном количестве присутствуют покровы базальтовых и андезитовых порфиритов мощностью 3—30 м и линзы полимиктовых песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов мощностью 25—40 м. Выходы вышеперечисленных пород располагаются к северу от широтного разлома, проходящего через ключ Арасан.

Средняя толща мощностью 500 м состоит из темно-серых и зеленовато-серых базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Мощности покровов изменяются от 1—2 до 20—30 м, реже до 50—60 м. В резко подчиненном количестве присутствуют туфы среднего состава. Порфириды развиты на значительной площади к югу от долины р. Чогантогай; они также обнажаются в северо-восточной части гор Арасантау, у границы с КНР. Только в долине р. Чогантогай вблизи советско-китайской границы установлено отчетливое залегание порфиритов на туфах нижней толщи, во всех других местах контакты между ними перекрыты четвертичными лёссовидными супесями.

Верхняя толща мощностью 400 м представлена преимущественно светло-розовыми, темно-красными и лилово-красными порфирами и фельзитами. Мощности покровов варьируют от 10 до 50—60 м. Крайне редко встречаются покровы порфиритов. Кислые эффузивы верхней толщи обнажаются в долине р. Чогантогай и распространены к северу от нее вплоть до северного окончания гор Арасантау. Соотношение между кислыми эффузивами и порфиридами средней толщи не совсем ясно. В северо-восточной части Арасантау устанавливается залегание порфиритов на порфиридах. Однако вдоль долины р. Чогантогай контакт порфиритов и порфиритов тектонический. При этом поблизости от контакта, в тальвеге и нижней части склонов некоторых эрозионных врезов, из-под порфиритов и порфиритов выступают пестроокрашенные зеленые, лиловые и коричневые туфы, туффиты и игнимбриты смешанного состава, обладающие ярко выраженной и заметной издали тонкопластовой текстурой (мощности слоев 0,2—3 м); основание их не вскрыто, видимая мощность достигает 50—60 м, максимальная длина выходов — 1,5 км. Не исключена возможность того, что туфогенные породы по стратиграфическому положению соответствуют туфам нижней толщи, а перекрывающие их порфиры и порфириды являются частично одновозрастными.

В горах Аркалды по всему разрезу верхней осадочной толщи среднего карбона встречаются отпечатки флоры *Noeggerathiopsis theodori*



Фиг. 6. Барлык-Алакольский разлом (Б) в горах Арасантау

1, 2 — наюр — средний карбон: 1 — нижняя толща — алевролиты, аргиллиты, туффиты, изредка песчаники, 2 — верхняя толща — песчаники, туфопесчаники, туфы, алевролиты и кремнистые сланцы; 3 — средний карбон: а — базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, б — кварцевые порфиры, фельзиты, в — туфы, туфопесчаники, туффиты; 4 — интрузии гранодиорит-аплитов, снит-аплитов и микросенитов; 5 — дайки кислого (а), основного и среднего (б) состава; 6, 7 — нижний-средний плейстоцен: 6 — пролювиально-аллювиальные валунно-галечные отложения, 7 — озерные пески и супеси; 8 — средний-верхний плейстоцен — золотые лёссовидные супеси; 9 — верхний плейстоцен — пролювиальные валунно-галечно-щебнистые отложения; 10 — разрывные нарушения (а), в том числе глубинные разломы (б); 11 — элементы залегания слоев вертикальные, горизонтальные и наклонные; 12 — места сборов флоры

Tschirk et Zal., *Paracalamites cf. tenuicostatus* Neub. В горах Арасантау в нижней толще среднекаменноугольных отложений обнаружены остатки *Paracalamites cf. tenuicostatus* Neub., *P. cf. robustus* Zalesky. По мнению определившей флору А. Л. Юриной, она скорее всего свидетельствует о среднекаменноугольном возрасте вмещающих отложений.

В целом среднекаменноугольные отложения гор Аркалды-Балтабай и района северо-западной окраины Алакольской котловины характеризуются сходным составом и преобладанием средних и основных эффузивов; правда, аналогов верхней осадочной толщи среднего карбона гор Аркалды близ северо-западной окраины Алакольской котловины не установлено, однако и в северо-восточной части последней она развита лишь локально и не наблюдается, например, в горах Балтабай.

Девонские и каменноугольные отложения прорваны массивами биотитовых гранитов и гранодиоритов и дайками гранит-порфиров, реже диорит-порфиров, прослеживающихся в северо-восточном направлении вдоль ограничивающего горы Аркалды Восточно-Аркалдинского разлома и образующих здесь дайковый пояс (см. фиг. 5). В юго-западной части гор Аркалды-Балтабай эти породы, а также прорывающие их дайки с размывом и несогласием перекрываются вулканогенными отложениями *перми*, в составе которых выделяются три толщи: нижняя — кислых туфов и эффузивов, средняя — основных эффузивов и верхняя — кислых эффузивов.

Нижняя толща мощностью около 300 м представлена лилово-бурыми, коричневыми и кирпично-красными кислыми туфами, игнимбритами и трахилипаритовыми порфирами. Туфы и игнимбриты преобладают над лавами и образуют линзы мощностью от 3—4 до 30—40 м и протяженностью от нескольких до 200—300 м. Покровы эффузивов более выдержанные: мощность их варьирует от 4—5 до 30—40 м, по простиранию они прослеживаются на 0,5—0,7 км.

Средняя толща мощностью около 400 м сложена темно-серыми и зеленовато-серыми базальтовыми и андезитовыми порфиритами, которые с резким переходом ложатся на породы нижней толщи и, в отличие от миндалекаменных порфиров среднего карбона, характеризуются массивной текстурой. В резко подчиненном количестве встречаются псаммитовые туфы порфиров. Мощности покровов и слоев туфов изменяются от 7 до 20 м.

Верхняя толща мощностью 400 м состоит из красновато-розовых и лилово-серых липаритовых и трахилипаритовых порфиров, их туфов и изредка зелено-серых туфопесчаников; мощности слоев перечисленных пород варьируют от 3 до 30 м. Они прорваны дайками альбитизированных гранит-порфиров, причем некоторые дайки переходят в покровы липаритовых порфиров, являясь их подводными каналами.

Возраст пермских отложений устанавливается с известной условностью, по аналогии с палеонтологически охарактеризованными вулканогенными толщами северо-западной окраины Алакольской котловины, где, по данным А. А. Розенкранца, интрузии гранитоидов, сходные с гранитами гор Аркалды, прорывают породы девона, карбона и низов перми (в том числе и залегающую в их верхах колдарскую свиту верхнего карбона — нижней части нижней перми) и трансгрессивно перекрываются мощными вулканогенными толщами перми и низов мезозоя.

Строение рассмотренных выступов палеозойского фундамента довольно простое. В горах Аркалды-Балтабай устанавливается пологое падение палеозойских пород к юго-западу, вследствие чего в этом направлении происходит смена выходов древних отложений более молодыми. Таким образом, здесь, по-видимому, наблюдается часть крупной пологой Аркалдинской мульды. При этом отложения среднего девона залегают с углами наклона от 15 до 45° и осложнены волнистой

складчатостью; каменноугольные породы залегают моноклинально, с углами наклона от 5 до 20°; наконец, пермские толщи почти не дислоцированы, углы падения их изменяются от 0 до 10°. Многочисленные разрывные нарушения обычно не нарушают характера залегания пород, лишь по некоторым из них устанавливаются незначительные сбросо-сдвиговые смещения.

На севере гор Арасантау отложения среднего карбона слагают очень пологую мульду, с севера и запада перекрытую четвертичными отложениями, а с юга и юго-востока ограниченную крупным Барлык-Алакольским разломом. Близ последнего в среднекаменноугольных отложениях наблюдается пологое (под углами около 5—15°) падение слоев к центральной части мульды, но уже на расстоянии более 3—5 км от упомянутого разлома породы среднего карбона залегают почти горизонтально.

По составу и характеру дислоцированности средне- и верхнепалеозойские вулканогенные толщи северо-востока Алакольской котловины обнаруживают явное сходство с одновозрастными образованиями прилежащих частей Илийско-Балхашского вулканического пояса. Некоторое различие заключается в том, что в горах Аркалды-Балтабай выражено отчетливое азимутальное и угловое несогласие в основании верхнего визе — намюра, в то время как признаков крупного несогласия между нижним и средним карбоном, характерного для Алакольской мульды, не наблюдается.

Наличие образований верхнего палеозоя в горах Аркалды-Балтабай и в северной части гор Арасантау свидетельствует о невозможности включения их территории в пределы Чингиз-Тарбагатайской зоны, как это было сделано В. Г. Третьяковым (1960), поскольку для упомянутой зоны верхнепалеозойские отложения не характерны. К тому же и среднепалеозойские отложения гор Аркалды-Балтабай и Чингиз-Тарбагатайской зоны резко различаются как по составу, так и по характеру дислоцированности. В отличие от континентальных вулканогенных образований гор Аркалды-Балтабай в Чингиз-Тарбагатайской зоне средний палеозой, за исключением, пожалуй, лишь вулканогенного среднего девона, представлен преимущественно морскими терригенными и известняково-терригенными осадками. Среднепалеозойские отложения интенсивно дислоцированы, участвуют в строении линейных складчатых структур, тем самым коренным образом отличаясь от полого лежащих толщ гор Аркалды-Балтабай.

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о продолжении Илийско-Балхашского вулканического пояса в северо-восточную часть Алакольской котловины.

* * *

Джунгарская варисская многоэпизодная зона продолжается из юго-западного крыла Джунгарского разлома к северо-востоку, о чем свидетельствует строение выступов варисских структур в горах Кату, Джавлаулы, Арасантау и на островах оз. Алаколь (см. фиг. 3).

К юго-западу от Джунгарского разлома в строении прилежащих к нему варисских структур принимают участие три комплекса отложений, существенно различающихся по составу и отделенных крупными несогласиями: 1) нижний — рифейско-нижнепалеозойский, имеющий ограниченное распространение и представленный метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями; 2) средний — от лудлоу до среднего карбона включительно, характеризующийся преобладанием осадочных, существенно терригенных отложений, смятых в линейные складки и развитых повсеместно; 3) верхний — верхнекаменноуголь-

ный — нижнепермский, представленный преимущественно вулканогенными отложениями, образующими наложенные мульды и имеющими ограниченное распространение.

Рифейско-нижнепалеозойские отложения известны только к югу от гор Тюлькулам в блоке между Чулькызылским и Калмаганбельским разломами (см. фиг. 3), где Н. В. Литвинович в 1961 г., А. К. Мясников в 1963 г., Ю. Л. Семенов (1963) и А. В. Морозов в 1965 г. выделили итмурундинскую и казыкскую свиты предположительно рифейско-нижнепалеозойского возраста и отложения нижнего силура.

Итмурундинская и казыкская свиты рифея — нижнего палеозоя представлены метаморфизованными вулканогенно-кремнистыми отложениями: основными и средними эффузивами, туфами, яшмовидными породами. Итмурундинская свита характеризуется преобладанием зеленовато-серых и темно-серых до черных диабазовых и андезитовых порфиритов, спилитов, их туфов и туфобрекчий, в меньшей степени развиты яшмовидные породы, алевролиты, песчаники, туфопесчаники; видимая мощность их не менее 1500 м. В казыкской свите преобладают сероцветные яшмовидные породы, в которых залегают многочисленные линзы красноцветных яшм, в подчиненном количестве встречаются алевролиты, песчаники, конгломераты и диабазовые порфириты; на породы итмурундинской свиты рассматриваемые отложения ложатся на отдельных участках с размывом и базальными конгломератами; мощность их достигает 1000 м. Отложения обеих свит метаморфизованы, вулканогенные породы в них подверглись зеленокаменному преобразованию и нередко превращены в зеленые сланцы. Н. В. Литвинович (1961 г.) считала, что рассмотренные отложения образуют единую толщу с вышележащими, фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего силура и имеют верхнеордовикский — нижнесилурийский возраст; в них встречаются радиоларии, которые, по заключению А. Г. Володина, моложе кембрия. Ряд исследователей считает названные свиты частью характерной для Центрального Казахстана уртынжальской яшмово-диабазовой серии, широко распространенной в Кентерлауском антиклинории, где Р. М. Антонюк и Б. Ш. Клингер (1968) обнаружили в итмурундинской свите руководящие формы онколитов верхнего рифея, а В. Я. Кошкин в 60-х годах установил несогласное залегание на уртынжальских породах жаманшурукской свиты верхнего ордовика. Таким образом, рассмотренные отложения скорее всего относятся к верхам рифея — нижней части нижнего палеозоя, более точный их возраст пока не ясен.

Нижний силур представлен рассланцованными алевролитами, переходящими в филлитизированные глинистые сланцы, с прослоями зеленых сланцев, яшмовидных пород и очень характерных светло-серых и розовых массивных и тонкополосчатых мраморизованных известняков с фауной нижнего силура, собранной Н. В. Литвинович в 1961 г. и Ю. Л. Семеновым в 1963 г. Нижнесилурийские отложения развиты в основном в узких (1—2 км) тектонических блоках, прилегающих с юга к Чулькызылскому разлому, соотношения их с породами итмурундинской и казыкской свит тектонические, видимая мощность около 500—800 м (см. фиг. 3, 23).

Вышележащий комплекс преимущественно осадочных отложений от лудлоу до среднего карбона в общем характеризуется на рассматриваемой территории следующим составом: образования лудлоу — среднего девона представлены терригенными, местами терригенно-туфогенными осадками, накопления верхнего девона — турне отличаются преобладанием кремнистых и тонкообломочных кремнисто-терригенных пород, визейский ярус повсеместно состоит из разнообразных терригенных осадков, а в составе намюра — среднего карбона преобладают терригенно-карбонатные отложения.

Лудловские отложения выделены А. К. Мясниковым в 1963 г. и А. В. Морозовым в 1965 г. на ограниченной площади в районе гор Тюлькулам, где они выходят в отдельных тектонических блоках и в ядрах антиклинальных складок, осложняющих Беркаринскую мегантиклиналь. Лудлоу представлен монотонными сероцветными алевролитами, нередко плитчатыми, с подчиненными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и редкими линзами известняков и конгломератов, местами роль песчаников и конгломератов в их составе возрастает, присутствуют туффиты и пепловые туфы; на ряде участков в них собрана лудловская и верхнелудловская фауна. Видимая мощность около 1400 м.

В вышележащих *девонских отложениях* Н. А. Афоничев (1962) установил два подтипа разрезов: 1) прибалхашский, характерный для окраинных частей Джунгарской зоны и отличающийся преобладанием прибрежно-морских терригенно-туфогенных отложений с большим количеством обломков вулканогенных пород и прослоев туфов, а также конгломератов и рифовых известняков, и 2) джунгарский, наблюдающийся во внутренних частях многоэосинклинальной зоны и представленный морскими, преимущественно терригенными, чаще всего тонкообломочными отложениями. Два подтипа разрезов особенно четко различаются в отложениях *нижнего и среднего девона*, стратиграфия которых в общем хорошо разработана и обоснована фаунистически.

Прибалхашский подтип разреза наблюдается в районе гор Тюлькулам к северу от Чулькызылского разлома, где ниже- и среднедевонские отложения выходят в ядре Беркаринской мегантиклинали и на крыльях Бесобинской синклинали, характеризуются преобладанием в их составе туфогенных, значительно реже полимиктовых песчаников с частыми прослоями пепловых и кристалловитрокластических туфов, местами — конгломератов, рифовых известняков, алевролитов. Общая мощность их не менее 3000—4000 м. Здесь на значительной площади в ниже-среднедевонских отложениях Л. И. Каплун и А. К. Мясниковым в 1963 г. выделены:

1) *жединский ярус*, в составе которого преобладают алевролиты и песчаники туфогенные и полимиктовые, с большим количеством обломков вулканогенных пород; в подчиненном количестве встречаются прослойки и линзы пепловых туфов, туффитов, конгломератов и известняков. На лудловских отложениях они лежат согласно. Мощность их 400—600 м.

2) *кобленцкий ярус*, который в отличие от жединского характеризуется более пестрым составом, значительным количеством вулканогенных пород, особенно пепловых туфов, и гораздо большей ролью известковистого материала в цементе терригенных пород. Кобленцкий ярус представлен песчаниками, туфогенными и полимиктовыми, алевролитами, пепловыми туфами, туффитами с многочисленными прослоями и линзами конгломератов, изредка псаммитовых туфов среднего состава. Пепловые туфы приурочены главным образом к верхней половине разреза. На породы жединского яруса кобленцкие отложения ложатся согласно. Мощность их достигает 1400—1500 м.

3) *эйфельский ярус*, также отличающийся пестрым составом и представленный зелено- и буро-серыми разнозернистыми песчаниками, туфогенными и полимиктовыми, переходящими в гравелиты и конгломераты, алевролитами, пепловыми туфами и туффитами, реже псаммитовыми средними туфами; кроме того, в значительном количестве встречаются известняки. Эйфельские отложения согласно залегают на кобленцких. В их разрезе выделены два подъяруса, существенно различные по составу и отделенные друг от друга размывом, сопровождающимся базальными гравелитами и конгломератами. Нижний подъярус состоит в основном из терригенно-туфогенных отложений, тогда как в верхнем —

преобладают существенно терригенные отложения: песчаники и алевролиты с прослоями и линзами известняков мощностью от нескольких до 100 м. Мощность отложений нижнего подъяруса близка к 900—1100 м, а пород верхнего подъяруса — к 600—850 м;

4) *живетский ярус*, представленный преимущественно сероцветными и желто-серыми крепкими, часто кремнистыми алевролитами, переходящими в мелкозернистые песчаники, с прослоями пепловых туфов и туфогенных песчаников; в их основании прослеживается мощный (до 80 м) выдержанный горизонт темно-серых известковистых алевролитов и песчаников с линзами известняков. На породах эйфельского яруса живетские отложения залегают согласно. Мощность их достигает 600 м.

Джунгарский подтип разрезов отложений нижнего — среднего девона характерен для восточной части Джунгарского Алатау, где они развиты в междуречье Токты — Чиндалы и в верховьях рек Тентек и Тастау, участвуя в строении Центрально-Джунгарского антиклинория, а также выходят в горах Текели в ядре крупной Алмалинской антиклинали, осложняющей Северо-Джунгарский синклиний (см. фиг. 3). В их составе преобладают терригенные, преимущественно тонкообломочные отложения, видимая мощность которых превышает 3000 м.

В междуречье Токты — Чиндалы и в верховьях рек Тентек и Тастау среди ниже-среднедевонских отложений, участвующих в строении Центрально-Джунгарского антиклинория, А. А. Алексеевым, В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой, Ю. А. Твердисловым и Н. И. Филатовой в 1964 г. и другими исследователями выделены:

1) *нижний девон — эйфель, саркандская свита*, в которой преобладают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, с подчиненными прослоями песчаников и линзами яшмовидных пород, известняков, конгломератов; основание их не вскрыто. Видимая мощность достигает 1000—2500 м.

2) *живетский ярус*, согласно залегающий на саркандской свите и представленный алевролитами, переходящими в глинисто-кремнистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников, количество которых сильно варьирует на разных участках, причем местами на них приходится большая часть объема толщи. Локально присутствуют конгломераты, линзы рифовых известняков, яшмовидных пород, туффов. Мощность около 1700—2000 м.

В горах Текели в ядре Алмалинской антиклинали выступают живетские отложения, которые, по данным исследований В. Е. Гендлера в 1962 г. и А. А. Алексеева, В. А. Буша, В. К. Дмитриевой, Ю. А. Твердислова и Н. И. Филатовой в 1964 г., отличаются преобладанием яшмовидных пород, кремнисто-глинистых сланцев и яшм и значительной ролью вулканогенных образований: андезитовых и диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, реже альбитофиров. Терригенные отложения — алевролиты, песчаники и гравелиты — имеют ограниченное распространение; изредка встречаются линзы известняков с фауной живета. Видимая мощность живетских отложений достигает 1700—2000 м.

Промежуточное положение между прибалхашским и джунгарским подтипами разрезов занимают ниже-среднедевонские отложения, развитые на южном побережье оз. Балхаш близ р. Лепсы. В их составе развиты примерно в равных количествах терригенные и туфогенно-терригенные осадки. Ввиду плохой обнаженности характер их залегания не совсем ясен; в общем они, по-видимому, образуют юго-западное крыло крупной синклинальной структуры (см. фиг. 3) и в ее ядре перекрыты породами предположительно верхнедевонско-турнейского возраста. Основание их неизвестно. Нижний — средний девон представлен сильно окремненными алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами, туффитами и туфами с прослоями песчаников. Видимая мощность этих отложе-

ний превышает 3000 м. По данным изучавшего их в 1960 г. Б. Я. Пономарева, в нижней части отложений нижнего — среднего девона видимой мощностью около 1500 м, наблюдаются редкие слои песчаников обычно мелкозернистых; в верхней половине разреза мощностью около 1500 м в значительном количестве встречаются мощные слои и линзы средне- и крупнозернистых, иногда гравийных песчаников, полимиктовых и туфогенных, в которых собрана среднедевонская фауна.

Отложения верхнего девона — турне широко распространены в пределах следующих участков (см. фиг. 1, 3): 1) в горах Арганаты, на побережье оз. Балхаш и на значительной площади в восточной части Джунгарского Алатау, где они участвуют в строении Северо-Джунгарского и Бороталинского синклиналиев, согласно залегая на породах среднего девона; 2) в районе гор Тюлькулам, здесь эти отложения также согласно перекрывают среднедевонские породы в ядре Бесобинской синклинали; 3) в бассейне р. Токты и в верховьях рек Тентек и Тастау, где они представлены лишь локально развитыми отложениями турне и верхнего турне, образующими небольшие наложенные синклинали и с резким несогласием перекрывающими породы нижнего — среднего девона Центрально-Джунгарского антиклинория. На перечисленных участках состав верхнедевонско-турнейских отложений различается.

Верхнедевонско-турнейские отложения, на востоке Джунгарского Алатау участвующие в строении Северо-Джунгарского и Бороталинского синклиналиев и обнажающиеся на обширных площадях близ побережья оз. Балхаш и в горах Арганаты, отличаются преобладанием чрезвычайно монотонных кремнисто-терригенных пород: глинисто-кремнистых сланцев и алевролитов, нередко содержащих примесь пеплового материала и переходящих в туффиты. В них обычно присутствуют характерные красноцветные яшмы и туффиты, сопровождающиеся андезито-базальтовыми порфиритами. В небольшом количестве встречаются песчаники, конгломераты и линзы известняков, лишь локально их роль возрастает. Начиная с работ Н. А. Афоничева (1956 г.) эти отложения, мощность которых достигает до 2000—3000 м, выделялись как тастауская свита верхнего девона — турне, возраст которой определяется по редким находкам верхнедевонских и турнейских органических остатков и по положению в разрезе между средним девоном и визе.

На отдельных участках верхнедевонско-турнейские отложения расчленены более дробно. Так, в верховьях рек Тентек и Тастау, на северной окраине Бороталинского синклиналия, А. И. Алексеевым, В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой, Ю. А. Твердисловым и Н. И. Филатовой в 1964 г., а также другими исследователями с некоторой условностью выделены кремнисто-сланцевые отложения *верхнего девона — нижнего турне* и песчанико-алевролитосланцевые отложения *верхнего турне*, большей частью залегающие согласно, но непосредственно близ границы с Центрально-Джунгарским антиклинорием разделенные резким несогласием (здесь отложения верхнего турне образуют наложенные синклинали на породах верхнего девона — нижнего турне, см. фиг. 3).

Кроме того, местами тастауская свита с известной условностью расчленена на отложения либо *франа и фамена — турне* (Афоничев, Савичева, 1959; Афоничев, 1962), либо *верхнего девона и турне*. В частности, верхнедевонские отложения выделены В. Е. Гендлером в 1961 г. в горах Текели, где они развиты на северном крыле Алмалинской антиклинали, осложняющей Северо-Джунгарский синклиналий (см. фиг. 3), согласно перекрывая выходящие в ее ядре породы живетского яруса; кровля их не обнажена, а состав весьма своеобразен и, в отличие от остальной территории Джунгарского Алатау, характеризуется преобладанием мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, туфогенных и полимиктовых,

реже алевролитов с прослоями псаммитовых туфов, средних и кислых, конгломератов, изредка андезитовых порфиритов. Мощность их близка к 1000—1400 м.

Отложения верхнего девона — турне, развитые в районе гор Тюлькулам, представлены преимущественно терригенно-туфогенными образованиями: туфогенными и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, разнообразными туфами и туффитами. Мощность их около 2700—3300 м. В них А. К. Мясников и Л. И. Каплун в 1963 г. выделили:

1) *франский ярус*, представленный преимущественно разномыслистыми песчаниками, полимиктовыми и туфогенными, с прослоями алевролитов, пепловых туфов и гораздо реже конгломератов. Мощность около 900—950 м;

2) *фаменский ярус*, согласно залегающей на франском и состоящий из мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, полимиктовых и туфогенных, и алевролитов; в подчиненном количестве встречаются известковистые песчаники, переходящие в известняки, а также конгломераты, пепловые туфы, псаммитовые туфы среднего состава. Мощность достигает 1180—1300 м;

3) *турнейский ярус*, представленный алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, полимиктовыми и туфогенными, с прослоями пепловых туфов, псаммитовых туфов среднего состава, конгломератов; на породы фамена они ложатся согласно. В их нижней части преобладают алевролиты мощностью около 200 м, на них залегают конгломераты, мощность которых обычно изменяется первыми метрами. Выше по разрезу среди алевролитов и песчаников присутствуют мощные (до 100 м) слои светло- и желто-серых окремненных пепловых туфов и менее мощные (до 10—20 м) слои псаммитовых туфов. Венчают разрез турнейского яруса песчаники мощностью свыше 150 м, причем верхи их размыты и кровля турнейских отложений не известна. Мощность отложений турне варьирует в пределах 800—1100 м.

Турнейские и верхнетурнейские отложения, образующие мелкие синклинали наложенного типа в пределах Центрально-Джунгарского антиклинория в бассейне р. Токты и в верховьях рек Тентек и Тастау, представлены преимущественно алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников, реже правелитов и с линзами известняков с фауной, свидетельствующей, по данным исследовавшего их в 1964 г. А. А. Алексева, о турнейском, местами о верхнетурнейском возрасте. Мощность их невелика, в пределах 200—400 м.

Отложения визе широко распространены в восточной части Джунгарского Алатау. Они выделены здесь различными исследователями, в том числе Н. А. Афоничевым (1960в), А. А. Алексеевым, В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой, Ю. А. Твердисловым и Н. И. Филатовой в 1964 г. и на ряде участков охарактеризованы фаунистически. Отложения этого возраста участвуют в строении Северо-Джунгарского и Бороталинского синклинали и согласно, иногда со следами размыва перекрывают породы верхнего девона — турне. Повсеместно в составе визе преобладают разнообразные терригенные отложения: полимиктовые песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, конгломераты, соотношения между которыми существенно варьируют на разных участках, местами они характеризуются известковым цементом и содержат линзы известняков. Мощность этих отложений достигает 1100—1700 м.

В верховьях рек Тентек и Тастау, в северной окраинной части Бороталинского синклинали, Ю. А. Борзаковским в 1961—1962 гг., А. А. Алексеевым, В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой, Ю. А. Твердисловым и Н. И. Филатовой в 1964 г. выделены существенно терригенные — песчаниково-кремнисто-алевролитовые отложения *нижнего визе* мощностью около 1500 м, согласно залегающие на породах верхнего турне, и отло-

жения *верхнего визе — намюра*, представленные терригенно-карбонатными осадками — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками общей мощностью около 1000 м, которые здесь с несогласием залегают на более древних среднепалеозойских отложениях.

Намюрско-среднекаменноугольные отложения развиты в восточной части Джунгарского Алатау в горах Буланбай и в хр. Кунгей, где они принимают участие в строении Северо-Джунгарского синклинория, а также в районе Дурной речки и верховьев р. Чиндалы, здесь они выходят в ядрах синклинальных складок, осложняющих Бороталинский синклинорий. Состав их на этих двух участках существенно различается. В пределах первого из них, в горах Буланбай и хр. Кунгей, преобладают терригенные осадки — песчаники с прослоями и линзами конгломератов, алевролитов и известняков. На ряде участков намюрско-среднекаменноугольные отложения налегают на породы визе либо верхнего девона — турне с явным несогласием, мощность их достигает 1000 м, а возраст обоснован положением в разрезе над визейским ярусом и по многочисленным находкам фауны. Сходные по составу отложения небольшой (до 150 м) мощности, включающие прослой порфиритов и развитые в незначительном по размерам тектоническом блоке в горах Буланбай, на основании собранной микрофауны отнесены В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой и Н. И. Филатовой (1967) к *московскому ярусу*.

На втором участке, в районе р. Чиндалы и Дурной речки, развиты преимущественно известняки с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, яшмовидных пород и конгломератов, которые согласно, иногда со следами размыва перекрывают породы визейского яруса. Мощность их близка к 700—1000 м, возраст определяется по фауне, полные сборы которой произведены в 1960 г. Н. В. Литвинович и автором, что подробно рассмотрено ниже, в главе III, в разделе, посвященном блоковым структурам и грабен-синклиналям в районе слияния Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов.

В бассейне р. Сарычильды А. А. Алексеевым и Н. И. Филатовой в 1964 г. и другими выделены существенно карбонатные отложения *среднего карбона* мощностью около 1000 м, в составе которых преобладают известняки, согласно с постепенным переходом перекрывающие карбонатно-терригенные породы верхнего визе — намюра в окраинной части Бороталинского синклинория, прилежащей к западному борту Чулакской мульды.

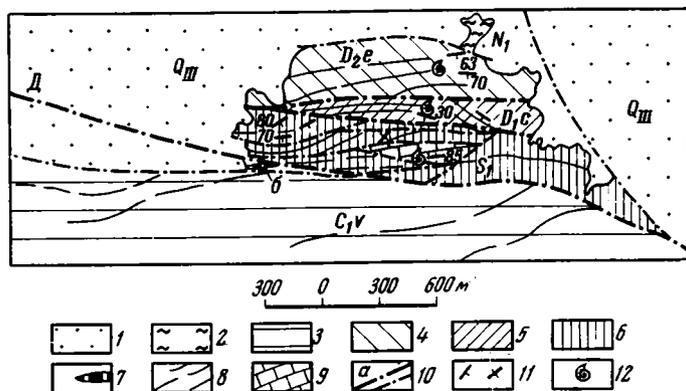
Верхнепалеозойские отложения имеют ограниченное распространение и развиты в основном в районе урочища Чулак, где они образуют Чулакскую наложенную мульду (см. фиг. 3), с резким несогласием перекрывают породы визе — среднего карбона и представлены разнообразными континентальными вулканогенными отложениями *верхнего карбона — нижней перми* мощностью до 1200—2200 м. На основании исследований В. К. Дмитриевой и А. Ф. Степаненко в 1959—1960 гг., В. А. Буша, Н. М. Давыдова и автора в 1959—1961 гг. в их составе можно выделить две свиты: конуруленскую верхнего карбона — нижней перми и чулакскую нижней перми. *Конуруленская свита верхнего карбона — нижней перми* состоит из двух подсвит: нижней — порфировой и верхней — порфиритовой (некоторыми исследователями, в частности В. К. Дмитриевой в 1960 г., нижняя подсвита названа каработинской, а верхняя подсвита — черемховской свитами). Нижняя подсвита мощностью около 500 м развита только по западной окраине Чулакской мульды, несогласно перекрывает здесь породы среднего карбона и представлена липаритовыми и трахилипаритовыми порфирами с прослоями кислых туфов и туфолов. В ее основании прослеживаются базальные конгломераты мощностью от 10 до 80 м с галькой и валунами известняков и известковистым цементом. Верхняя подсвита мощностью 700 м распространена повсеместно

на крыльях Чулакской мульды и залегает или согласно на нижней подсвете, или с резким несогласием на породах визе и намюра — среднего карбона. Она сложена преимущественно лиловыми и темно-серыми андезитовыми порфиритами и их туфами, на отдельных участках присутствуют покровы кварцевых порфиров и характерные пестроокрашенные (коричневые, лиловые и зеленые) туфопесчаники и туфоалевролиты, в которых в восточной части Чулакской мульды собрана флора верхнего карбона — нижней перми (см. фиг. 3, 25). *Чулакская свита нижней перми* согласно залегает на конуруленской свите верхнего карбона — нижней перми и состоит преимущественно из трахилипаритовых кварцевых порфиров, местами туфолов, туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность ее близка к 1000 м.

На юго-западной окраине Джунгарских ворот, близ Дурной речки, у слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов развиты континентальные валунно-галечные конгломераты мощностью до 800 м, с прослоями преимущественно кислых лав и линзами угленосных отложений, которые с резким несогласием ложатся на среднепалеозойские породы, образуют приразломные грабен-синклинали и выделены на флоре собранной флоре в *карадобинскую свиту нижней перми*, подробно охарактеризованную в главе III в разделе, характеризующем блоковые структуры и грабен-синклинали в районе слияния Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов.

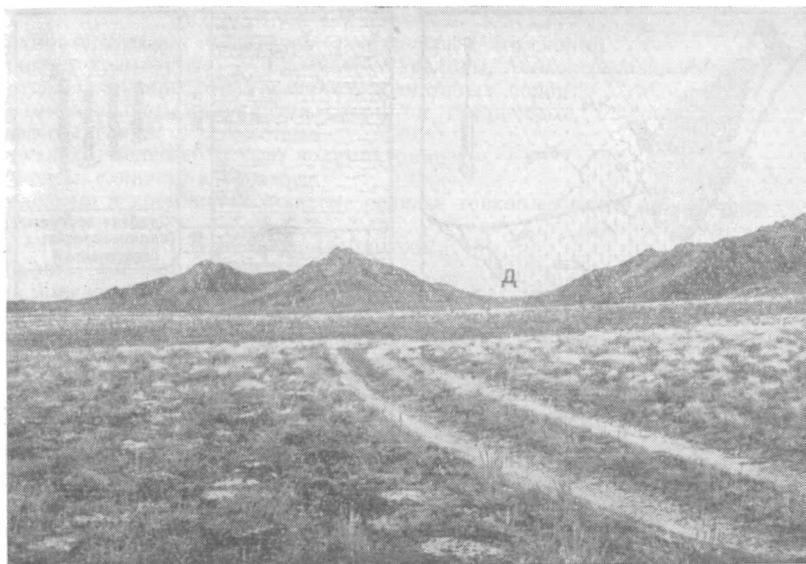
В небольшом тектоническом блоке в горах Буланбай, в 15—20 км к юго-востоку от р. Тентек, В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой, Т. Г. Ильиной (1967) описаны *нижнепермские отложения*, представленные песчаниками, алевролитами, яшмовидными породами, туффитами с прослоями мелкогалечных конгломератов и линзами известняков с ругозами артинского яруса. Мощность отложений несколько превышает 200 м.

К северо-востоку от Джунгарского разлома, в южной части Алакольской котловины и в предгорьях гор Пограничной Джунгарии, развиты палеозойские отложения, в общем типичные по составу и характеру дислоцированности для Джунгарской мегеосинклинальной зоны и сходные с наблюдающимися по другую сторону названного разлома. Среди них автором совместно с Н. М. Давыдовым выделе-



Фиг. 7. Зона Джунгарского разлома (Д) на северной оконечности гор Арганаты (карта по аэрофотоснимку)

1 — верхний плейстоцен — пролювиально-делювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 2 — миоцен — красно-бурые глины; 3 — визейский ярус — песчаники, алевролиты, туфопесчаники; 4 — эйфельский ярус — песчаники, туфопесчаники, туфы, туффиты, алевролиты; 5 — кобленцкий ярус — песчаники, туфопесчаники, алевролиты; 6 — нижний силур — рассланцованные алевролиты, сланцы, песчаники, мраморизованные известняки, туффиты, туфы; 7 — дайки диорит-порфиритов; 8 — простирания слоев; 9 — известняки; 10 — разрывные нарушения (а — главные); 11 — элементы залегания слоев — наклонные и вертикальные; 12 — места сборов фауны



Фиг. 8. Вид на северную оконечности гор Арганаты с запада.
Д — Джунгарский разлом

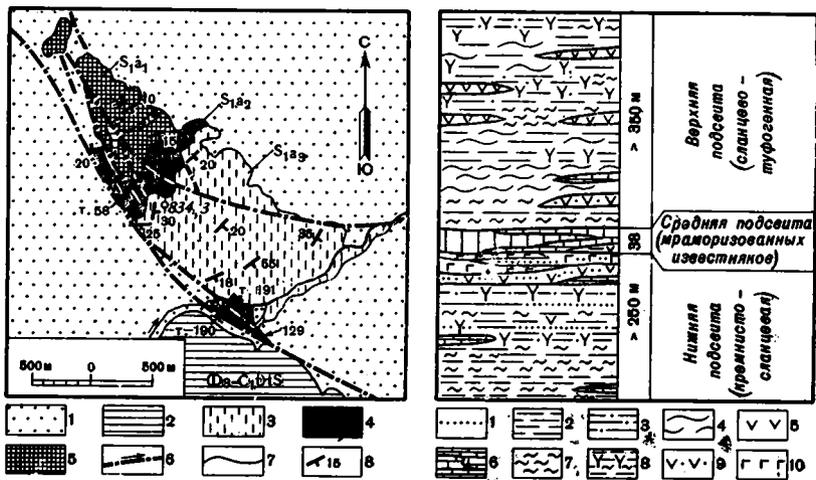
ны отложения рифея — нижнего палеозоя нерасчлененные; нижнего силура; нижнего девона — эйфеля (саркандская свита), местами расчлененные на ярусы; среднего девона; турнейского, визейского и намюрского ярусов и намюра — среднего карбона.

К нерасчлененным образованиям рифея — нижнего палеозоя отнесены темно-серые кристаллические сланцы, образующие обособленный выход на юго-востоке Джунгарских ворот у границы КНР. Сланцы сложены порфириобластами биотита, иногда мусковита и кварц-биотитовой основной массой лепидогранобластовой структуры. Видимая мощность их близка к 100 м. Аналогичные им образования сарычабынской свиты условно нижнепалеозойского либо рифейско-нижнепалеозойского возраста изучены В. А. Бушем в 1963 г. в западной части Джунгарского Алатау.

Нижнесилурийские отложения развиты непосредственно к северо-востоку от Джунгарского разлома в мелких прилегающих к нему тектонических блоках на севере гор. Арганаты, близ р. Ргайты и на юго-западе Джунгарских ворот.

Во всех выходах нижнесилурийские отложения характеризуются сходным составом и представлены сероцветными и зеленоцветными, реже лилово-серыми филлитизированными кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, местами тонкополосчатыми и плитчатыми, переходящими в рассланцованные алевролиты; в меньшей степени развиты туфогенные песчаники; локально распространены андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы, превращенные нередко в зеленые сланцы. Повсеместно в средней части присутствуют характерные светло-серые до снежно-белых, иногда розовые и темно-серые мраморизованные известняки массивной и тонкополосчатой текстуры, мощностью от нескольких до 40 м.

На северной оконечности гор Арганаты (фиг. 7, 8) нижнесилурийские отложения представлены зелено-серыми филлитизированными глинистыми сланцами, переходящими в тонкорассланцованные алевролиты и мелкозернистые песчаники. В подчиненном количестве присутствуют прослойки туфогенных и полимиктовых среднезернистых песчаников, пелловых



Фиг. 9. Схема строения зоны Джунгарского разлома в районе горы Актас

На карте. 1 — четвертичные отложения; 2 — тастауская свита верхнего девона — турне — алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы; 3—5 — актасская свита нижнего силура: 3 — верхняя подсвита, сланцево-туфогенная, 4 — средняя подсвита мраморизованных известняков, 5 — нижняя подсвита: кремнисто-сланцевая, с линзами известняков; 6 — разрывные нарушения; 7 — стратиграфические контакты; 8 — элементы залегания слоев; Т — точки отбора проб тектонитов. На колонке — разрез актасской свиты нижнего силура. 1 — песчаники; 2 — филлитизированные глинистые сланцы; 3 — алевролиты; 4 — глинисто-кремнистые сланцы; 5 — андезитовые порфириты; 6 — мраморизованные известняки; 7 — кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы тонкоослонистые; 8 — туффиты; 9 — туфы средние; 10 — базальтовые порфириты

и кристаллокластических туфов, туффитов, кварцевых порфиров и единичные мощные (до 20—25 м) линзы светло-серых известняков, нередко сильно рассланцованных и превращенных в известковистые сланцы. Видимая мощность нижнесилурийских отложений около 350 м¹.

Близ р. Ргайты нижнесилурийские отложения слагают гору Актас (фиг. 9, см. также фиг. 3). Они были описаны А. Х. Ивановым и В. С. Войтовичем (1964) как актасская свита, для которой характерно резкое преобладание глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев: алевролиты и песчаники встречаются редко. Кроме того, в ней в заметном количестве присутствуют основные эффузивы и их туфы. В составе актасской свиты выделяются три подсвиты: нижняя — кремнисто-сланцевая, средняя — представленная маркирующим горизонтом мраморизованных известняков и верхняя — сланцево-туфогенная.

Нижняя подсвита видимой мощностью 250 м состоит из темно-серых и серых филлитизированных глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, тонкопереслаивающихся (0,1—2 см) и содержащих отдельные, более мощные (0,5—5 м) прослои и линзы сливных кремнистых пород. Среди них залегают редкие линзы светло- и темно-серых мраморизованных известняков, полимиктовых песчаников и зелено-серых глинисто-хлоритовых туффитов; количество последних резко увеличивается в верхах, где они содержат прослои туфов и порфиритов. В разрезе нижней подсвиты наблюдаются:

- | | |
|--|-------------------------|
| 1. Филлитизированные глинистые и кремнистые сланцы, тонкопереслаивающиеся (1—20 см), с отдельными линзами (мощностью 0,5—1 м) сливных кремнистых пород | Мощность, м
более 10 |
|--|-------------------------|

¹ Отдельные исследователи считали, что нижнесилурийские отложения на севере гор Арганаты приурочены к юго-западному крылу Джунгарского разлома, который здесь не отгибается к запад-северо-западу, а прослеживается прямо. Однако с этим трудно согласиться, поскольку разрыв северо-западного направления быстро затухает, в Главном Джунгарском разломе, в нашем понимании, четко продолжается за пределы гор Арганаты и выражен близ них уступом длиной около 12 км, местами он сопровождается приразломными дайками. Линия разлома разделяет резко различающиеся образования палеозоя.

2. Мраморизованные известняки светло-серые, массивные	2
3. Глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, тонкопереслаивающиеся, с отдельными прослоями сливных кремнистых пород	100
4. Мраморизованные известняки светло- и темно-серые, тонкополосчатые	4
5. Туффиты глинисто-хлоритовые	6
6. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые	0,5
7. Туффиты глинисто-хлоритовые	7
8. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, тонкоплитчатые, сильно филлитизированные	25
9. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые	0,5
10. Туффиты глинисто-хлоритовые	30
11. Мраморизованные известняки темно-серые	0,4
12. Туффиты глинисто-хлоритовые, с прослоями (0,3—1 м) кристаллокластических туфов основного и среднего состава и маломощными (0,5—1 м) покровами базальтовых порфиритов; все породы сильно рассланцованы и зачастую имеют облик зеленых сланцев	35
13. Базальтовые порфириты и их туфы, сильно рассланцованные и переходящие в зеленые сланцы	8

Средняя подсвета мощностью 38 м сложена светло-серыми до снежно-белых, розово-серыми, реже темно-серыми мраморизованными известняками, образующими прекрасный маркирующий горизонт. Известняки местами пронизаны многочисленными жилками кальцита и характеризуются массивной либо тонкополосчатой текстурой, местами в них наблюдаются линзы темно-серых глинисто-кремнистых сланцев и туффитов.

Верхняя подсвета мощностью 350 м в нижней части состоит из темно-серых и серых филлитизированных глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, тонкополосчатых (0,1—2 см) либо неслоистых; местами они сильно рассланцованы и переходят в кровельные сланцы типа филлитов. В верхней половине верхней подсветы преобладают туффиты, большей частью темно-зеленые, глинисто-хлоритовые, сильно рассланцованные и переходящие в зеленые сланцы. Среди них залегают светло-зеленые кремнистые туффиты крепкие, кремневидные, обычно тонкополосчатые, образующие линзы мощностью 3—15 м. Кроме того, встречаются редкие покровы базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов. В разрезе верхней подсветы выделяются:

1. Филлитизированные кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, тонкопереслаивающиеся (0,2—20 см), содержание в верхней части линзы сливных кремнистых пород	40
2. Филлитизированные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы тонкополосчатые	15
3. Туфы литокристаллокластические, среднего состава	3
4. Филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы массивные и тонкослоистые	15
5. Глинисто-кремнистые породы массивные	12
6. Известняки мраморизованные, темно-серые	0,3
7. Глинисто-кремнистые породы массивные, крепкие	30
8. Кремнистые и кремнисто-глинистые тонкополосчатые сланцы	12
9. Филлитизированные кремнисто-глинистые листоватые сланцы	7
10. Туффиты хлорито-глинистые	3
11. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, сильно рассланцованные и филлитизированные	45
12. Глинисто-кремнистые сланцы, сильно известковистые	10
13. Кремнистые туффиты тонкополосчатые	4
14. Алевролиты	10
15. Кремнистые и филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы с покровом (0,5—1 м) андезитовых афиритов	10
16. Кремнистые туффиты тонкополосчатые	2,5
17. Филлиты тонкоплитчатые, с туфогенной примесью и тончайшими линзочками кристаллокластических туфов	12
18. Кремнистые породы сливные, крепкие	2
19. Туффиты глинисто-хлоритовые	30

20. Андезито-базальтовые афириты	2
21. Туффиты глинисто-хлоритовые, сильно рассланцованные	20
22. Туффиты кремнистые, тонкополосчатые	7
23. Филлитизированные глинисто-кремнистые сланцы с мало- мощными (0,5—2 м) покровами андезитовых порфиритов	30
24. Туффиты кремнистые, тонкополосчатые	3
25. Туффиты глинисто-хлоритовые, массивные и тонкополосчатые	40

Общая видимая мощность актасской свиты нижнего силура достигает 650 м.

На юго-западе Джунгарских ворот близ советско-китайской границы непосредственно к северо-востоку от Джунгарского разлома нижнесилурийские отложения образуют небольшой выход среди рыхлых кайнозойских осадков (см. фиг. 3, 25) и представлены очень монотонными темно-серыми, иногда зеленоватыми массивными яшмовидными породами, переходящими в кремнистые алевролиты и туффиты. Среди них залегают светло-серые до снежно-белых мраморизованные, большей частью тонкополосчатые известняки мощностью до 12—20 м, прослеживающиеся по простиранию на 1,5—2 км. Видимая мощность нижнесилурийских отложений близка к 200—250 м.

Повсеместно видимая мощность отложений нижнего силура не превышает 700 м. На севере гор Арганаты Б. К. Терлецким (1940) и К. В. Курдюковым в 1955 г. в известняках в средней части нижнесилурийских отложений обнаружены мшанки, характерные, по мнению определившего их В. П. Нехоросева, для венлока: *Pseudohornera balkhaschica* sp. nov., *P. aff. niagarensis* Hall., *Chasmatopora* sp., *Semicoscinium* ex gr. *altaicum* Nekh., *Ptilopora* sp., *Fistulipora* sp., *Glaucanome* sp., *Nematopora* sp. Кроме того, встречены остатки силурийской *Schizoramma* cf. *regida* Dav. (определения Н. В. Литвинович) и кораллы *Favosites* aff. *tuimasensis* Sok., *F. cf. goldfussi* Orb. var. *ciffdensis* Rik и др. (определения В. А. Сытовой).

Рассмотренные нижнесилурийские отложения обнаруживают явное сходство с фаунистически охарактеризованными нижнесилурийскими отложениями, развитыми к юго-западу от Джунгарского разлома в районе гор Тюлькулам, где они представлены рассланцованными алевролитами, переходящими в глинистые сланцы с прослоями песчаников, гравелитов и яшмовидных пород и характерных розово-белых мраморизованных известняков.

Отложения нижнего девона — эйфеля развиты в горах Катун Джунгарских ворот, где они отнесены к саркандской свите, выделенной в Джунгарском Алатау Н. А. Афоничевым и А. Е. Савичевой (1959б). Кроме того, в мелких блоках у Джунгарского разлома на севере гор Арганаты установлены отложения кобленцкого и эйфельского ярусов (фиг. 10, 11).

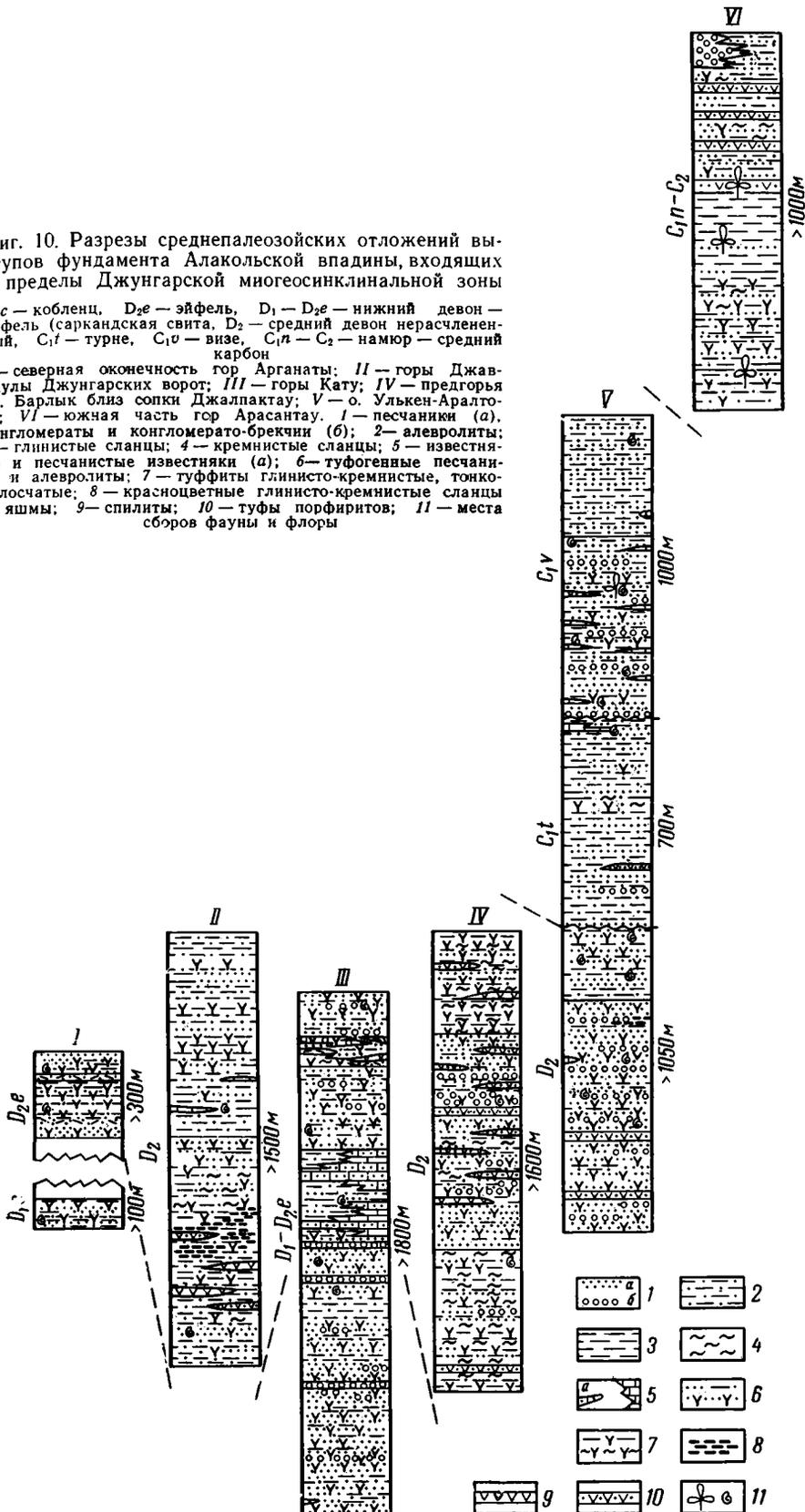
В горах Катун отложения саркандской свиты выходят в ядре и на крыльях антиклинальной складки. В их составе выделяются три подсвиты: нижняя — песчаниковая, средняя — известняково-алевролитовая и верхняя — песчанико-туфогенная.

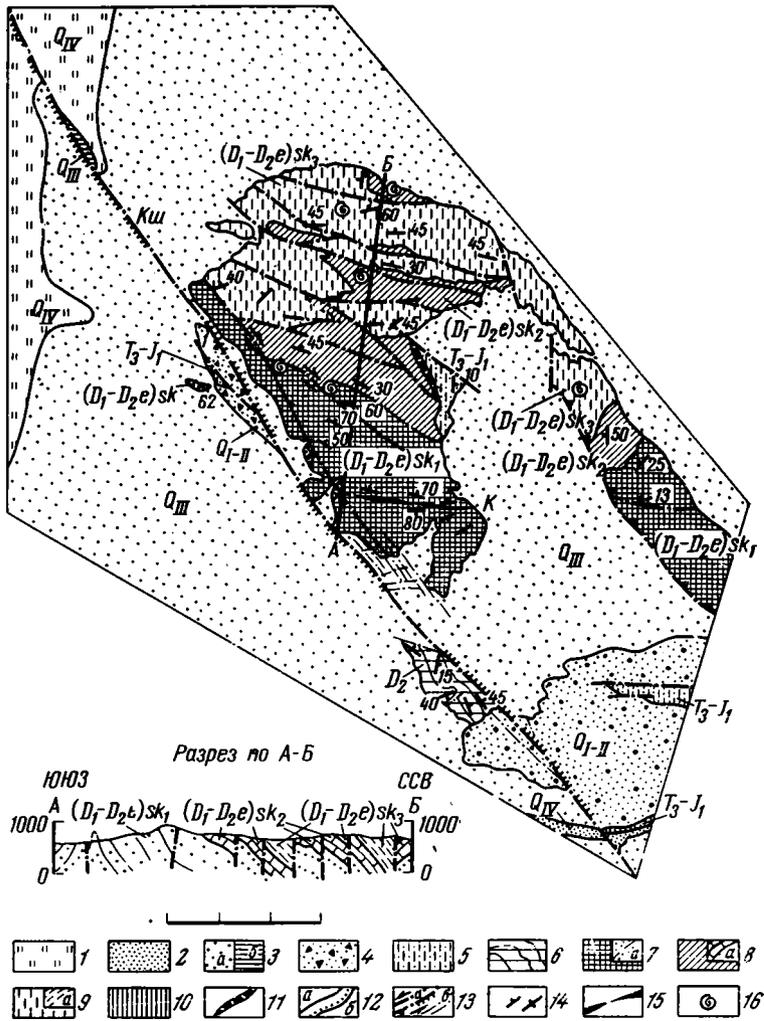
Нижняя подсвита сложена серыми и серо-зелеными песчаниками, туфогенными и полимиктовыми, алевролитами, яшмовидными породами, конгломератами с редкими линзами известняков и лиловых туфов среднего состава. Песчаники резко преобладают, причем обычно наблюдается переслаивание мелко-, средне- и крупнозернистых разновидностей, которые образуют четко отделяющиеся друг от друга пласты мощностью 0,5—3 м. Алевролиты и кремнистые сланцы залегают в виде слоев такой же мощности. В верхах разреза алевролиты образуют горизонт мощностью 80 м. Конгломераты встречаются среди песчаников в виде слоев мощностью

Фиг. 10. Разрезы среднепалеозойских отложений выступов фундамента Алакольской впадины, входящих в пределы Джунгарской мегаэпифлексиальной зоны

D_{2c} — кобленц, D_{2e} — эйфель, $D_1 - D_{2e}$ — нижний девон — эйфель (саркандская свита, D_2 — средний девон нерасчлененный, C_1f — турне, C_1v — визе, $C_1n - C_2$ — намюр — средний карбон

I — северная оконечность гор Арганаты; *II* — горы Джавлаулы Джунгарских ворот; *III* — горы Катю; *IV* — предгорья хр. Барлык близ сопки Джаллактау; *V* — о. Улькен-Аралтобе; *VI* — южная часть гор Арасантау. 1 — песчанники (а), конгломераты и конгломерато-брекчии (б); 2 — алевролиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — известняки и песчанитые известняки (а); 6 — туфогенные песчаники и алевролиты; 7 — туффиты глинисто-кремнистые, тонкополосчатые; 8 — красочетные глинисто-кремнистые сланцы и яшмы; 9 — спилиты; 10 — туфы порфиритов; 11 — места сборов фауны и флоры





Фиг. 11. Схема геологического строения горы Катусь Дзунгарских ворот

1, 2 — эоцено: 1 — озерно-болотные отложения, 2 — аллювиальные отложения поймы; 3 — верхний плейстоцен — пролювиально-делювиальные галечно-щебнисто-супесчаные (а) и озерные песчано-глинистые (б) отложения; 4 — нижний — средний плейстоцен — глыбово-щебнисто-супесчаные отложения; 5 — рэт-лейас — угленосные терригенные отложения; 6 — средний девон — алевролиты, туффиты, песчаники, известковистые песчаники; 7—10 — саркандская свита нижнего девона — эффеля: 7 — нижняя подсвита — песчаники, туффопесчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, конгломераты, туфы (а — на разрезе), 8 — средняя подсвита — известковистые алевролиты и песчаники, известняки (а — на разрезе), 9 — верхняя подсвита — песчаники, конгломераты, алевролиты, реже альбитофиры, смешанные туфы (а — на разрезе), 10 — нерасчлененная — алевролиты, песчаники; 11 — постнижеюрские диорит-порфириды; 12 — стратиграфические контакты согласные (а) и несогласные (б); 13 — а — разрывные нарушения, бергштрихами — уступы в рельефе, треугольниками — наклоны плоскости сместителя, стрелками — направление сдвигов, б — безамплитудные разрывы и трещины; 14 — элементы залегания слоев наклонные и вертикальные; 15 — ось антиклиналя; 16 — места сборов фауны; Кш — Кши-Алакольский разлом; К — Катуская антиклиналь

от 0,5 до 20 м. Известняки образуют маломощные (0,5—3 м) линзы в низах нижней подсвиты, а лиловые литокристаллокластические псаммитовые туфы присутствуют в ее верхах в виде невыдержанных слоев мощностью около 10 м. Видимая мощность нижней подсвиты 1050 м.

Средняя подсвита состоит из светло-серых и серо-зеленых известко-бистых алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников, переходящих в песчаные известняки. Породы средней подсвиты обычно интенсивно расланцованы вертикальным кливажем субширотного простирания, вследствие чего слоистость в них видна плохо (мощности слоев близки к 0,1—3 м). Мощность средней подсвиты 300 м.

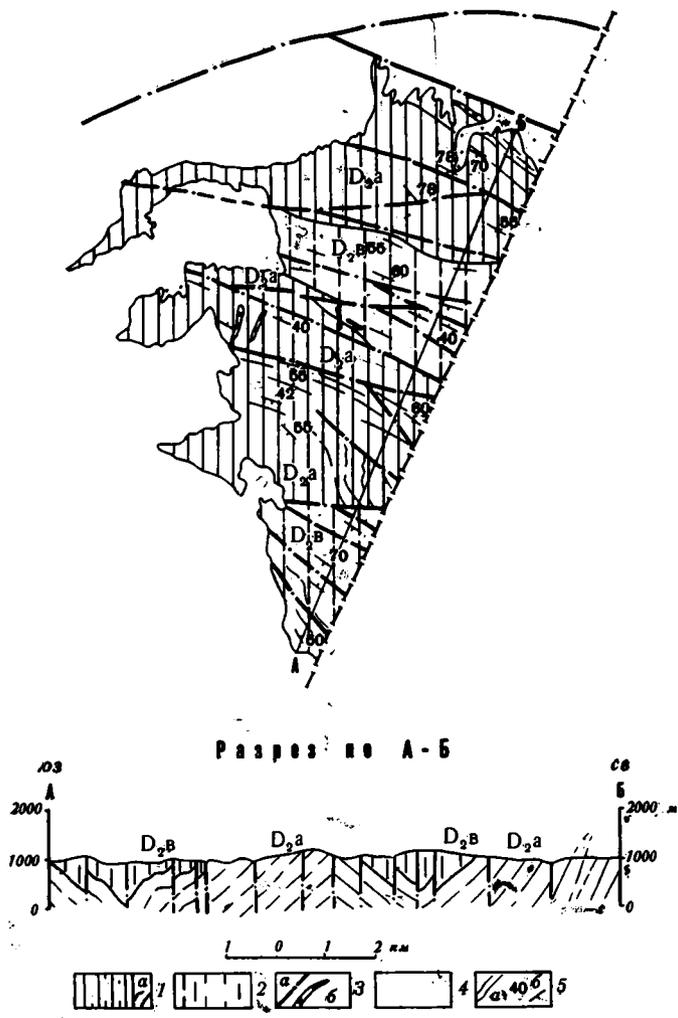
Верхняя подсвита представлена серо-зелеными, темно-серыми и буровато-серыми песчаниками, полимиктовыми и туфогенными, конгломератами, алевролитами и яшмовидными породами, туфами с редкими покровами альбитофинов и линзами известняков. Песчаники преобладают в составе верхней подсвиты, причем преимущественно развиты их мелкозернистые разновидности. Алевролиты и кремнистые сланцы встречаются в подчиненном количестве по всему разрезу. Мощности слоев песчаников, алевролитов и сланцев варьируют от 0,5 до 20 м. Конгломераты присутствуют в верхней половине разреза в виде маломощных (0,5—3 м) слоев. Светло-серые известняки образуют небольшой мощности (1—3 м) линзы в основании подсвиты. В ее верхах, в 300—400 м выше по разрезу от основания, прослеживается горизонт туфогенно-осадочных пород мощностью от 30 до 120 м, состоящий из линзовидно переслаивающихся (мощности слоев и линз 1—15 м) зелено-серых туфогенных песчаников, псаммитовых туфов, пестроокрашенных туфогенных конгломератов и лилово-серых альбитофинов. Мощность верхней подсвиты 550 м.

Видимая мощность саркандской свиты в горах Кату около 1900—2000 м. Характерной особенностью свиты является присутствие в песчаниках и конгломератах в большом количестве обломков вулканогенных пород: эффузивов и их туфов и слагающих их минералов, особенно полевых шпатов.

В верхах нижней подсвиты обнаружена фауна: *Leptocoelia* cf. *flabellites* Conrad., *Platyorthis* sp., *Pleurodyctium* sp.; в средней подсвите встречены остатки *Euryspirifer* ex gr. *hercyniae* Giebel, а в верхней — *Acrospirifer paradoxus* Schloth., *A. arduenensis* Schnur., *Leptaena* sp., *Isorthis* sp. По мнению определившей фауну Н. В. Литвинович, она свидетельствует о нижнедевонском — эйфельском возрасте вмещающих отложений.

Кобленцские отложения, развитые в мелком тектоническом блоке на севере гор Арганаты (см. фиг. 7, 10), представлены желто-серыми мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками, полимиктовыми и туфогенными, с маломощными (от 5—40 см до 2—3 м) прослоями алевролитов. Видимая мощность отложений 100 м; возраст устанавливается по фауне: *Stropheodonta* cf. *bella* Bubl., *Parmorthis triangularis* Zeil. (определения Т. В. Свербиловой).

Наблюдающиеся в смежном тектоническом блоке *эйфельские отложения* более разнообразны и состоят из желто-серых и темно-серых мелко- и среднезернистых песчаников, туфогенных и полимиктовых, с прослоями алевролитов и туффитов мощностью от 0,5—2 до 70 м и менее мощными (до 3—10 м) прослоями пепловых туфов кислого состава. Видимая мощность отложений близка к 300 м; возраст подтверждается фауной, обнаруженной К. В. Курдюковым в 1955 г.: *Delthyris tiro* Barr., *Leptaena rhomboidalis* Wilch, *Stropheodonta* aff. *inequiradiata* Hall, *Schuchertella wolworthana* Hall, *Eospirifer* cf. *sibiricus* (Tcher), *Acrospirifer* cf. *gerolsteinensis* Stein., *Atrypa reticularis* Linn., *Camarotoechia daleidensis* (Roem), *Cymostrophia patersoni* (Hall) (определения Н. В. Литвинович).



Фиг. 12. Схема геологического строения предгорий хр. Барлык

1, 2 — средний девон: 1 — нижняя толща — туфопесчаники, туфы, туффиты, алевролиты (а — на разрезе), 2 — верхняя толща — туффиты, алевролиты, туфопесчаники, туфы; 3 — разломы (а) и дайки гранит-порфиров (б); 4 — кайнозой — рыхлые отложения; 5 — стратиграфические контакты и линии простираия слоев (а) и элементы залегания слоев (б)

Отложения *среднего нерасчлененного девона* развиты в предгорьях гор Пограничной Джунгарии в районе сопки Джалпактау и в горах Джавлаулы, а также на островах оз. Алаколь; при этом их состав в каждом из перечисленных участков различается, однако повсеместно преобладают терригенно-туфогенные отложения (см. фиг. 10).

В районе сопки Джалпактау (фиг. 12) отложения среднего девона смяты в сопряженные антиклинальные и синклинальные складки субширотных простираций, основание их неизвестно. В разрезе этих отложений выделяются две толщи, связанные постепенными переходами: нижняя — туфо-алевролитопесчаниковая и верхняя — туффитоконгломератопесчаниковая.

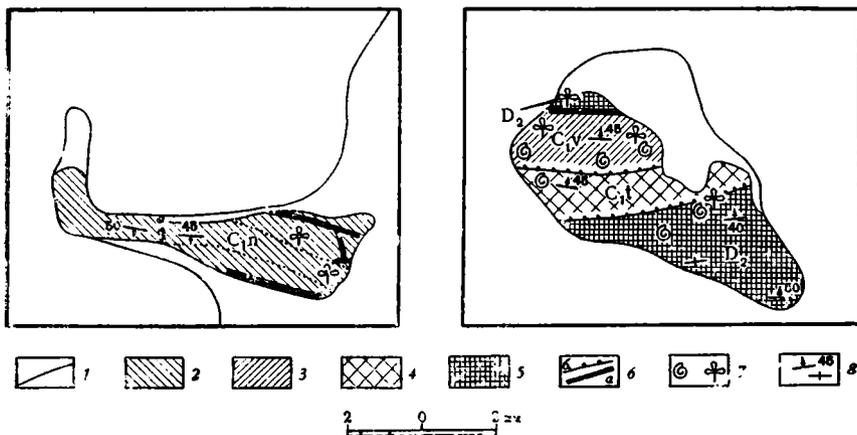
Нижняя толща состоит из разнозернистых туфогенных и полимиктовых песчаников и конгломератобрекчий, туфов, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и туффитов и редких покровов спилитов. В ее

нижней части, видимой мощностью 400 м, преобладают тонкопереслаивающиеся (от 1 до 10 см, реже до 0,5—1 м) светло-серые, нежно-зеленые, голубовато-серые и темно-серые кремнисто-глинистые сланцы и туффиты, алевролиты, реже мелкозернистые песчаники и псаммитовые туфы. В сланцах и туффитах часто наблюдается тончайшая полосчатость (0,1—0,5 см). В подчиненном количестве присутствуют более мощные (до 10—20 см) слои серо-зеленых туфогенных песчаников, конгломератов и туфов. В верхней части нижней толщи мощностью 600 м развиты преимущественно темно-серые и зеленовато-серые туфогенные песчаники и алевролиты, конгломерато-брекчии и псаммитовые туфы, образующие слои мощностью 0,5—20 м, причем переходы между смежными слоями нередко постепенные, без четкой границы раздела. В резко подчиненном количестве присутствуют пачки мощностью 1—20 см тонкополосчатых светлоокрашенных кремнисто-глинистых сланцев, туффитов и алевролитов. Общая видимая мощность нижней толщи 1000 м, в разных ее частях местами встречаются маломощные (1—5 м) единичные покровы шаровых спилитов.

Верхняя толща сложена алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами и туффитами, туфогенными песчаниками и конгломерато-брекчиями, средними туфами. В 3—4 км от северной оконечности предгорий основание верхней толщи проведено по подошве пласта туфогенных конгломерато-брекчий, образующих крутые обрывы на правом склоне сая. На остальной площади переход между нижней и верхней толщами постепенный. Низы верхней толщи мощностью 200—250 м образованы мотонными серо-зелеными и темно-серыми туфогенными песчаниками и конгломерато-брекчиями, в меньшей мере туфами и алевролитами; мощности слоев варьируют от 1 до 20—40 м; переходы между ними чаще всего постепенные. В подчиненном количестве присутствуют пачки тонкополосчатых (1—10 см) светлоокрашенных алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев. Верхняя часть верхней толщи, мощностью 350—400 м, состоит из тонкопереслаивающихся (1—10 см, реже 0,5—2 м) светло-серых, зеленых и темно-серых кремнисто-глинистых сланцев и туффитов, алевролитов, реже туфогенных песчаников и туфов. Мощность верхней толщи достигает 600 м, а общая видимая мощность среднедевонских отложений близка к 1600 м.

В низах и средних частях этих отложений обнаружены *Stropheodonta* sp., *Acrospirifer* sp., *Euryspirifer* sp., *Atrypa* sp. (определения Н. В. Литвинович), на территории КНР, близ гор Кату и несколько севернее, по данным В. А. Обручева (1940), собраны *Favosites placenta* Rom., *Pachypora cervicornis* Blain., *Calceola sandalina* Lam., *Phillipsastrea pentagona* Goldf., *Cyathophyllum coespitosum* Goldf., *C. heliantoides* Goldf., *Alveolites vermicularis* Rom., *Spongophyllum sedgwicki* M. E. et H. (определения М. Е. Янишевского), *Schuchertella umbraculum* Schl., *Chonetes sarcinulata* Schl., *Spirifer friuquens* Bibl., *Atrypa reticularis* Linn. (определения Д. В. Наливкина). По мнению определявших фауну палеонтологов, она позволяет относить вмещающие отложения к среднему девону нерасчлененному.

На островах оз. Алаколь (фиг. 13, см. также фиг. 3) средний девон представлен зелено-серыми и темно-серыми разномощными туфогенными песчаниками, алевролитами, несколько реже конгломератами, которые переслаиваются друг с другом в виде слоев мощностью от 5 до 25 м, в подчиненном количестве встречаются псаммитовые туфы среднего состава, изредка тонкие линзочки известняков и ярко-лиловых туффитов. На острове Улькен-Аралтобе в разрезе среднедевонских отложений выделяются две толщи: нижняя — туфогенно-песчанико-конгломератовая видимой мощностью 800 м и верхняя — песчанико-алевролитовая мощностью 250 м. По всему разрезу отложений среднего девона



Фиг. 13. Схема строения выступов фундамента Алакольской впадины в районе озер Алаколь-Сасыкколь

1 — четвертичные отложения и озера; 2 — намюрский ярус — песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфы, точками — маркирующие слои туфов; 3 — визейский ярус — песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, туфы; 4 — турнейский ярус — алевролиты, туффиты, песчаники, известняки, туфы; 5 — средний девон — туфопесчаники, туффиты, туфы, алевролиты, песчаники, известняки; 6 — разрывные нарушения (а) и стратиграфически несогласные контакты (б); 7 — места сборов фауны и флоры; 8 — элементы залегания слоев наклонные и вертикальные

встречаются органические остатки: *Thamnopora compacta* Tchud., *Alveolitella* ex gr. *polenovi* Peetz., *Leda* aff. *carinata* Spiesterbach., *Elytha* sp., *Camarotoechia* sp. (определения Т. Т. Шарковой, Н. Н. Красиловой и Н. В. Литвинович), *Blasaria sibirica* (Krysht.) Senk, *Protobarinophyton obrutenevii* Анап. (определения А. Л. Юриной).

В горах Джавлаулы среднедевонские отложения образуют широкую Джавлаулинскую синклиналь, оборванную разломами (см. фиг. 3, 10). Основание отложений среднего девона здесь не вскрыто; в их разрезе выделяются две толщи: нижняя — песчанико-алевролитовая и верхняя — алевролитовая.

Нижняя толща видимой мощностью 800 м сложена сероцветными алевролитами массивными, местами тонкорассланцованными. В подчиненном количестве присутствуют маломощные (1—2 м) слои мелкозернистых полимиктовых и туфогенных песчаников и псаммитовых туфов среднего состава; на отдельных участках наблюдаются разнозернистые слоистые (0,3—2 м) песчаники и туфопесчаники мощностью до 35—40 м. По всему разрезу встречаются линзы длиной до 10—30 м и мощностью 0,5—3 м ярких желто-бурых кремневидных туффитов и алевролитов и редкие маломощные (0,5—3 м) покровы андезитовых порфиритов. Местами в средней части нижней толщи залегают лилово-красные глинисто-кремнистые сланцы мощностью от 3 до 40 м.

Верхняя толща мощностью 700 м представлена очень монотонными темно-серыми до черных плитчатыми алевролитами и туффитами с редкими прослоями кварцитовидных песчаников мощностью 0,5—30 м и единичными линзами известняков.

Возраст среднедевонских отложений подтвержден фауной *Delthyris* sp., *Stropheodonta* sp., *Tyrganolites* sp. nov. (определения Т. В. Свербиловой), собранной в их низах и верхней части. На смежной территории КНР В. А. Обручевым (1940) в рассмотренных отложениях найдены среднедевонские формы *Alveolites suborbicularis* Lam., *Schizophoria striatula* Schl., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta unterstrialis* Phill., *Spirifer altchedatiensis* Kor., *S. subcuspidatus* Schnur., *S. aff. martianovi* Stuck., *Pentamerus globus* Bronn., *Reticularia curvata* Schl. (определения Д. В. Наливкина).

В целом нижний и средний девон к северо-востоку от Джунгарского разлома характеризуются преобладанием псаммитовых терригенно-туфогенных отложений, обнаруживающих явное сходство с отложениями нижнего и среднего девона района гор Тюлькулам, в которых также преобладают песчаники, в большом количестве встречаются туфы, туффиты, присутствуют прослои конгломератов, известняков и алевролитов, что характерно для прибалхашского подтипа разрезов девона. В то же время в восточной части Джунгарского Алатау нижний и средний девон представлен преимущественно терригенными, в значительной части тонкообломочными отложениями (джунгарский подтип разрезов) саркандской свиты нижнего девона — эйфеля и живетского яруса. В составе саркандской свиты, как упоминалось ранее, преобладают алевролиты и сланцы, тогда как в живетских отложениях наряду с ними возрастает роль песчаников.

Отложения *турнейского яруса* установлены на о. Улькен-Аралтобе (см. фиг. 13), где они с несогласием перекрывают среднедевонские породы и состоят преимущественно из сероцветных алевролитов с прослоями полимиктовых и туфогенных песчаников мощностью от 1—2 до 7—10 м. Реже наблюдаются пачки мощностью по 10—15 м тонкопереслаивающихся (1—5 см) алевролитов и песчаников. В подчиненном количестве более или менее равномерно по разрезу развиты серые псаммитовые туфы среднего состава, образующие слои мощностью от 2—3 до 10—12 м и составляющие около 10% объема толщи. Изредка встречаются мало мощные линзы гравелитов. У западного берега о. Улькен-Аралтобе в верхах турне обнаружена 40-метровая пачка черных углистых алевролитов с тонкими прослоями (1—3 см) желто-серых песчаников с желваками кремней. Здесь же непосредственно близ кровли залегает линза серых криноидных известняков мощностью от 10 до 30 м и длиной порядка 100—150 м. Мощность турнейских отложений близка к 700 м. В известняках из их верхов обнаружены окаменелости *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall., свидетельствующие о турнейском возрасте толщи (определение Н. В. Литвинович). Охарактеризованные турнейские отложения сходны с наблюдаемыми к юго-западу от Джунгарского разлома отложениями верхов тастауской свиты верхнего девона — турне и турнейского яруса, где в их составе повсеместно преобладают тонкообломочные терригенные породы, преимущественно алевролиты и кремнистоглинистые сланцы.

Отложения *визейского яруса* развиты на о. Улькен-Аралтобе (см. фиг. 13), где они со значительным несогласием, с размывом и базальными конгломератами в основании перекрывают породы турне. В составе визейских отложений наблюдаются две толщи: нижняя — алевролитоконгломерато-песчаниковая и верхняя — песчанико-алевролитовая.

Нижняя толща мощностью 600 м сложена темно-серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми, реже туфогенными песчаниками и алевролитами, в меньшей мере серо-желтыми известняками и лилово-серыми конгломератами. Мощности слоев варьируют от 0,5 до 7—10 м.

Верхняя толща мощностью 400 м состоит из серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов с резко подчиненными прослоями углистых аргиллитов и туффитов, конгломератов и известняков; мощности слоев обычно не превышают 0,3—3 м. По всему разрезу визейских отложений собраны остатки визейских форм: *Chonetes laguesianus* Kon., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *Canocrinella undata* Defr., *Spirifer logani* Hall, *Lepidodendron volkmannianum* Sternb. (определения Н. В. Литвинович и А. Л. Юриной).

Охарактеризованные отложения обнаруживают явное сходство с отложениями визейского яруса, развитыми к юго западу от Джунгарского разлома в Джунгарском Алатау, где они представлены преимущест-

венно сложно переслаивающимися алевролитами и песчаниками, местами с прослоями конгломератов и известняков.

К *намюрскому ярусу* отнесены терригенно-туфогенные отложения, развитые на п-ове Арал-Тепе (см. фиг. 13). В их разрезе выделяются три толщи, различающиеся по соотношению туфов с осадочными породами.

Нижняя, песчанико-алевролитовая, толща видимой мощностью 500 м сложена темно-серыми тонкопереслаивающимися (от 0,1 до 5 м) туфогенными алевролитами и песчаниками с редкими прослоями туфов; изредка встречаются линзы черных углистых аргиллитов и конгломератобрекчий.

Средняя, туфо-песчанико-алевролитовая, толща мощностью 480 м более чем наполовину состоит из туфов. Гривками в рельефе выделяются светло-серые крепкие туфы, образующие слои мощностью от 2 до 15 м. Между ними развиты туфы и туфогенные алевролиты и песчаники темно-серой, иногда слегка лиловой окраски, в верхах присутствуют редкие линзы конгломератобрекчий.

Верхняя, песчанико-алевролитовая, толща мощностью 300 м сложена серыми и темно-серыми туфогенными песчаниками и алевролитами, образующими слои мощностью 0,3—4 м, подчиненное положение занимают туфы и черные углистые аргиллиты. Туфы намюрского яруса — преимущественно среднего состава, в целом на них приходится около одной трети общего количества пород. Видимая мощность намюрских отложений близка к 1300 м. В разных частях разреза собрана флора: *Mesocalamites cistiformis* (Stur.) Hirm., *M. ramifer* Hirm., позволяющая, по мнению определившей ее А. Л. Юриной, с некоторой условностью относить вмещающие отложения к намюру.

К *намюру — среднему карбону* отнесены туфогенно-терригенные отложения, образующие в южной части гор Арасанту антиклинальную складку; основание их не вскрыто (см. фиг. 6). В их составе выделяются две толщи: нижняя — алевролито-аргиллитовая и верхняя — туфопесчаниковая.

Нижняя толща видимой мощностью около 600 м сложена в основании желто-серыми алевролитами, переходящими в туффиты, а выше по разрезу — темно-серыми до черных массивными и грубоплитчатыми аргиллитами с прослоями песчаников.

Верхняя толща мощностью 400 м состоит из темно-серых и зелено-серых крупно-, реже средне- и мелкозернистых песчаников, туфогенных и полимиктовых, псаммитовых литокристалловитрокластических туфов среднего состава с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью от 0,2 до 5—20 м. Близ термальных источников Барлык-Арасан в их верхах залегают внутрiformационные конгломератобрекчи из обломков (размерами 0,5—5 см) алевролитов, песчаников и туфов, а также эффузивов кислого состава, гранит-порфиров и биотитовых гранитов. На юге гор Арасанту в низах толщи намюра — среднего карбона собраны остатки *Asterocalamites* cf. *scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., а на границе нижней и верхней толщ — *Noeggerathiopsis* cf. *tyr-ganica* Radcz., *Paracalamites* sp., которые в совокупности позволяют, по мнению определившей их А. Л. Юриной, относить вмещающие отложения к намюру — среднему карбону.

Охарактеризованные намюрские и намюрско-среднекаменноугольные туфогенно-терригенные отложения обнаруживают существенные различия от одновозрастных отложений, развитых к юго-западу от Джунгарского разлома в Джунгарском Алатау и представленных здесь терригенно-карбонатными породами. Все же по ряду признаков, в частности по преобладанию в них осадочных пород, намюрско-среднекаменноугольные отложения скорее характерны для Джунгарской миогео-

синклинальной зоны, чем для Илийско-Балхашского вулканического пояса, тем более что они существенно отличаются от развитых в последнем существенно эффузивных толщ каркаралинской свиты верхнего визе — намюра и среднего карбона.

Таким образом, палеозойские отложения, развитые к северо-востоку от Джунгарского разлома, большей частью обнаруживают сходство с разновозрастными отложениями, наблюдающимися к юго-западу от него.

Отложения нижнего силура, верхнего девона — турне и визе к юго-западу и к северо-востоку от Джунгарского разлома представлены аналогичными фациями. Преимущественно морские тонкообломочные терригенные отложения нижнего — среднего девона восточной части Джунгарского Алатау отличаются от более грубых прибрежно-морских терригенно-туфогенных отложений того же возраста, развитых на охарактеризованных участках к северо-востоку от Джунгарского разлома. Однако эти различия — такого же порядка, как и наблюдающиеся между разными участками Джунгарской зоны, например отложениями нижнего — среднего девона района гор Тюлькулам и восточной части Джунгарского Алатау¹.

Варисские складчатые структуры в пределах рассмотренных выступов палеозойского фундамента Алакольской впадины представлены также характерными для Джунгарской зоны линейными складками с субширотными простираниями осей.

В рифейско-нижнепалеозойских отложениях наблюдаются большей частью сжатые, нередко пloyчатые складки. В прилегающих с северо-востока к Джунгарскому разлому мелких тектонических блоках на севере гор Арганаты и в южной части Джунгарских ворот устанавливается крутое, близкое к вертикальному залегание нижнесилурийских отложений, простирающихся в субширотном и северо-западном направлениях (см. фиг. 3, 7, 25). В мелком выступе на юго-востоке Джунгарских ворот (см. фиг. 3) участвующие в их строении кристаллические сланцы круто (70—80°) падают к северу и сильно осложнены пloyчатостью. На левобережье р. Ргайты наблюдается в общем пологое (10—25°) падение нижнесилурийских отложений к юго-востоку, осложненное интенсивной мелкой, вплоть до пloyчатости, складчатостью; возможно, что здесь вскрыта ядерная часть крупной складчатой структуры (см. фиг. 3, 9).

Увязать друг с другом охарактеризованные мелкие фрагменты складок и выделить крупные структурные элементы не представляется возможным. В общем же и к юго-западу и к северо-востоку от Джунгарского разлома складчатые структуры в рифейско-нижнепалеозойских отложениях характеризуются сходными чертами строения: крутыми, близкими к вертикальным углами наклона слоев на крыльях и развитием мелкой, вплоть до пloyчатости, осложняющей складчатости.

Среднепалеозойские отложения в общем характеризуются несколько меньшей интенсивностью дислоцированности и преобладанием открытых линейных складок с углами наклона крыльев от 10—20 до 50—70°.

На о. Улькен-Аралтобе (см. фиг. 3, 13) наблюдается фрагмент синклинали широтного простирания, нарушенной двумя продольными взбросами, между которыми расположена ее осевая часть, образованная породами турне и визе, выдержанно падающими к северу под углами 45—50°. В строении южного крыла синклинали принимают участие отложе-

¹ Основываясь на перечисленных различиях между палеозойскими образованиями по обе стороны от Джунгарского разлома, автором (Войтович, 1963) к северо-востоку от него выделялась Майли-Джаирская структурно-формационная подзона. Однако, поскольку палеозойские образования здесь в основном погребены, выделение Майли-Джаирской подзоны нельзя считать строго доказанным и следует рассматривать лишь как предположительное.

ния среднего девона, падающие к северу под углами от 50—60° до вертикальных и смятых на отдельных участках в узкие, шириной в десятки и сотни метров, близкие к изоклиналим складки. Северное крыло синклинали также образовано среднедевонскими породами, надвинутыми по взбросу на ее осевую часть. К югу от о. Улькен-Аралтобе в пределах двух других островков оз. Алаколь наблюдаются крутые моноклинали в среднедевонских отложениях, простирающихся в северо-западном направлении и круто (70—90°) падающих к северо-востоку.

На п-ове Арал-Тепе породы намюрского яруса образуют выдержанную моноклираль, падают к югу под углами 45—50° и нарушены продольными взбросами небольшой амплитуды (см. фиг. 3, 13).

В предгорьях хр. Барлык наблюдаются сопряженные линейные складки: Бериктасская синклираль, Джалпактауская антиклираль и Чурчутская синклираль (см. фиг. 3, 12). На их крыльях устанавливается хорошо видимое в поле выдержанное моноклиральное падение пород под углами порядка 35—50°, уменьшающимися до 10—20° близ замков. На северном крыле Бериктасской синклинали углы падения слоев местами возрастают и варьируют от 50—70 до 90°, что скорее всего указывает на развитие здесь близкой к изоклиальной осложняющей складчатости. Наблюдаются продольные взбросы и сбросы небольшой, не превышающей первых сотен метров амплитуды.

В горах Кату вскрывается фрагмент крупной Катуской антиклинали, ось которой прослеживается в субширотном направлении в южной части гор (см. фиг. 4, 11). В ее ядре выходят отложения нижней подсвиты саркандской свиты нижнего девона — эйфеля, которые выдержанно падают от оси складки под углами 50—70°. Осложняющая складчатость отсутствует. Непосредственно вдоль оси в полосе шириной 100—150 м наблюдается вертикальное падение слоев, а местами заметен пристроенный килевидный замок антиклинали. Северное крыло Катуской антиклинали образовано отложениями средней и верхней подсвиты саркандской свиты и разбито малоамплитудными (в первые сотни метров) продольными взбросами и сбросами на блоки, в которых наблюдается моноклиральное падение пород к северу либо к северо-западу под углами 30—50°. Местами и особенно вдоль сквозного ущелья, пересекающего горы Кату в их северо-западной части, развиты осложняющие брахиформные антиклиральные и синклиральные складки длиной 40—600 м и шириной 15—200 м с округлыми, иногда коробчатыми замками и пологими крыльями.

В горах Джавлаулы отложения среднего девона образуют Джавлаулинскую синклираль с осью северо-западного простираения, нарушенную продольными разломами. На обоих ее крыльях наблюдаются крутые, близкие к 70—85°, падения слоев; осложняющая складчатость отсутствует. К югу от Джавлаулинской синклинали местами на территорию СССР заходят мелкие фрагменты среднепалеозойских линейных складок субширотных простираций (см. фиг. 3).

Охарактеризованные фрагменты складок увязать друг с другом невозможно. В общем по морфологии и преимущественно по субширотному простираению осей они типичны для Джунгарской зоны.

* * *

Рассмотренное выше строение выступов палеозойского фундамента Алакольской впадины свидетельствует о продолжении в ее северную часть Илийско-Балхашского вулканического пояса, а в южную — Джунгарской многосинклиальной зоны, что подтверждается и аэромагнитной съемкой, впервые проведенной здесь Н. М. Ефремовой в 1955 г.

а затем с большей детальностью В. Г. Третьяковым (1960, 1968) и другими исследователями.

Для вулканического пояса в междуречье Баканас — Аягуз и в северной части Алакольской котловины характерны контрастные знакопеременные вариации вертикальной составляющей магнитного поля: здесь наблюдаются широкие положительные аномалии интенсивностью до 1000—2000 гамм и отрицательные аномалии интенсивностью до 500—1000 гамм. Сложное магнитное поле обусловлено присутствием разнообразных по магнитным свойствам пород: вулканогенных толщ кислого, среднего и основного состава и интрузий. Южная часть Алакольской котловины, относящаяся к Джунгарской зоне, наоборот, отличается спокойным магнитным полем низкой интенсивности (100—200 гамм), что характерно для более или менее однородных осадочных терригенных толщ. Различия между магнитными полями повсеместно выражены резко, и вследствие этого предположения Н. А. Афоничева (1960б) и П. А. Ренгартена (1958) о том, что южное ограничение вулканического пояса могло проходить по Джунгарскому разлому, являются необоснованными.

На западе Алакольской котловины граница этих магнитных полей резкая, что позволяет наметить краевой разлом между вулканическим поясом и миогеоинклинальной зоной, который западнее оз. Сасыкколь примерно одинаково проводили все исследователи. Впервые П. А. Ренгартен (1958) назвал его Тюлькулам-Сасыккольским, затем В. Г. Третьяков (1960) — Тюлькулам-Нарынкольским надвигом, позднее Н. А. Афоничев (1960в) назвал этот разлом Алакольским, а автор (1962, 1963) — Барлык-Алакольским. Детальными аэромагнитными съемками установлено, что Барлык-Алакольский разлом продолжается в субширотном направлении до Джунгарского разлома, а в другом его крыле проходит в 20—30 км севернее, близ горы Чольадыр. Таким образом, здесь примерно на расстоянии 20—30 км граница рассматриваемых тектонических зон проходит по Джунгарскому разлому, который на этом отрезке только в южной части выражен в рельефе небольшим уступом мелкосопочных гор к равнине, а севернее, судя по аэромагнитным данным, протягивается в пределы последней¹.

Барлык-Алакольский разлом в западной части Алакольской котловины не находит отражения в рельефе, лишь на южном побережье оз. Сасыкколь в зоне разлома на фотоснимках дешифрируется несколько

¹ Впервые отмеченный резкий изгиб границы магнитных полей наметил В. Г. Третьяков в 1960 г. Кроме крайнего северо-западного отрезка, Джунгарский разлом обычно слабо выражен по данным аэромагнитной съемки. Однако в горах Арганаты в его юго-западном крыле на расстоянии, несколько превышающем 2—3 км от линии разлома, установлена кольцеобразная положительная аномалия вертикальной составляющей магнитного поля до 5—10 миллэрстед, которая в совокупности с наблюдающейся здесь же слабой отрицательной гравитационной аномалией, по мнению установивших ее в 1962 г. С. М. Сафонова и А. М. Шуруновой, свидетельствует об интрузии гранодиоритов под четвертичными отложениями, перекрывающими палеозойские образования в пониженной средней части гор. Мелкие приразломные положительные аномалии магнитного поля установлены Ю. И. Кисельгофом и Ю. Л. Назаровым в 1959 г. в горах Текели, а также другими исследователями, в том числе Н. А. Бобровым в 1959 г., близ восточного побережья оз. Балхаш; скорее всего, они связаны с небольшими приразломными телами гипербазитов.

По данным исследований П. И. Горбунова, завершенных в 1960 г., вдоль Джунгарского разлома на значительном протяжении наблюдается резкий градиент гравитационного поля, к северо-востоку от него устанавливается общее региональное гравитационное поднятие, вероятнее всего, свидетельствующее о подъеме здесь поверхности Конрада, глубина залегания которой варьирует от 11 до 13 км в северо-восточном крыле, увеличиваясь в юго-западном до 16,5—19 км. Местами к линии разлома приурочены локальные линейно вытянутые повышения гравитационного поля, интерпретируемые как приразломные поднятия интенсивно складчатых и метаморфизованных рифейско-нижнепалеозойских отложений.

разрывных нарушений. К северу от линии разломов здесь известны два мелких выхода палеозойских пород: на острове в западной части оз. Сасыкколь и на его южном берегу, где выходят вулканогенные отложения предположительно верхнекаменноугольного возраста, типичные для вулканического пояса и изученные В. Е. Гендлером в 1957 г. На острове развиты грязно-кирпично-красные туфы плагиопорфиров и туфы смешанного состава с сильно хлоритизированным цементом, на южном берегу озера обнажаются фиолетово-вишневые туфобрекчии с обломками кислых и средних эффузивов, зелено-вишневые кислые туфы и зелено-серые пепловые туфы.

На восточной окраине Алакольской котловины Барлык-Алакольский разлом четко наблюдается в горах Арасантау, в то же время в центральной ее части положение разлома не ясно. Не исключено, что от южного побережья оз. Сасыкколь он проходит напрямик в горы Арасантау.

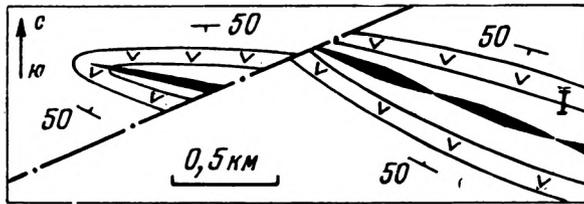
Однако А. Э. Диссель, С. М. Сафонов и А. М. Шурунова, обобщившие в 1962 г. результаты геофизических работ, справедливо отметили, что магнитное поле близ северного побережья оз. Алаколь является типичным для Джунгарской миогеосинклинальной зоны, а резкая граница указанных выше типов магнитных полей проходит на значительном, более 30 км, расстоянии по протягивающемуся сюда с северо-запада Аягуз-Урджарскому разлому (см. фиг. 2, 3). Следовательно, здесь, вероятно, располагается крупный блок, по строению характерный для миогеосинклинальной зоны, что условно отобразено на тектонической схеме (см. фиг. 3). Для точного выяснения положения границ рассматриваемых зон на этом участке необходимы дальнейшие исследования.

Барлык-Алакольский разлом наиболее хорошо изучен в горах Арасантау и близ западной окраины Алакольской котловины.

В горах Арасантау Барлык-Алакольский разлом прослеживается в субширотном направлении по долине с ключами Барлык-Арасан и близ границы с КНР, круто изгибается к северо-востоку, где он выражен в рельефе уступом высотой до 150—200 м (см. фиг. 6).

К югу от субширотного отрезка располагается Южно-Арасанская антиклиналь, сложенная туфогенно-терригенными отложениями намюра — среднего карбона и характеризующаяся сильной дислоцированностью. Ее осевая плоскость несколько опрокинута к северу, углы падения крыльев близки к вертикальным; развиты мелкие, шириной от 40 до 200—300 м, осложняющие складки, нередко сильно сжатые, близкие к изоклинальным, с килевидными и округлыми замками. На отдельных участках проявлен кливаж осевой плоскости.

Развитые к северу от линии разлома среднекаменноугольные отложения, залегающие с пологими углами падения, в зоне шириной до 2 км интенсивно раздроблены и гидротермально изменены: окварцованы, обохрены, местами пронизаны прожилками гидроокислов железа и марганца. В этой же зоне наблюдаются приразломные интрузии, среди которых преобладают вытянутые вдоль линии разлома круто падающие дайки гранит-порфиров, состоящих из порфировидных вкрапленников полевого шпата и кварца и основной массы микрогранитной структуры. Значительно реже встречаются дайки диорит-порфиритов, сложенных вкрапленниками плагиоклаза (андезина), роговой обманки и основной массой панидиоморфнозернистой структуры. По составу они аналогичны дайкам, прослеживающимся в горах Аркалды-Балтабай вдоль Восточно-Аркалдинского разлома (см. фиг. 5), которые прорывают породы среднего карбона и трансгрессивно перекрываются отложениями перми, их внедрение приурочено к крупной фазе интрузивной деятельности верхов карбона — низов перми, установленной в Северо-Восточном Прибалхашье. Кроме того, широко распространены дайки и мелкие гипабис-



Фиг. 14. Левый сдвиг по разлому северо-восточного простирания, смещающий ось синклинали в отложениях верхнего визе — намюра

I — маркирующий слой туфов, оконтуривающий западное центрально-клинальное замыкание складки

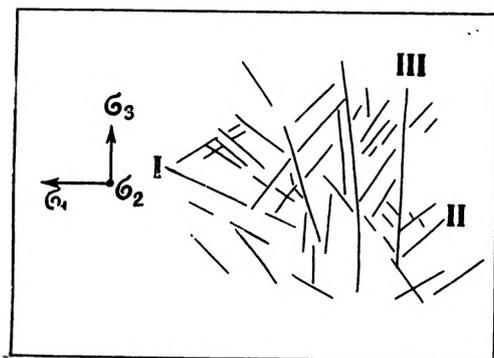
сальные тела более молодых розовых микросиенитов, сиенит-аплитов и гранодиорит-аплитов. Аналогичные интрузии в горах Аркалды-Балтабай рвут пермские отложения. Особенно в большом количестве приразломные дайки развиты в районе крутого поворота разлома на востоке гор Арасантау (см. фиг. 6).

К субширотному отрезку разлома приурочен термальный сероводородный источник курорта Барлык-Арасан.

В районе разлома наблюдаются зоны смятия, выраженные интенсивным вертикальным и круто падающим кливажем и сильно сжатыми изоклиналильными складками течения подобного типа, осложненными плейчатостью. Зоны смятия развиты неравномерно по простиранию разлома: ширина их на одних участках достигает нескольких километров, а на других уменьшается и сходит на нет. В зоне разлома широко распространены разрывные нарушения северо-западного направления обычно с небольшими (в десятки — сотни метров) правыми сдвигами по ним, реже разрывные нарушения ориентированы в северо-восточных румбах и сопровождаются левыми сдвигами (фиг. 14). На отдельных участках четко проявлены две сопряженные системы прямолинейных разрывов и трещин скалывания — северо-западного и северо-восточного простираний, реже наблюдаются разрывы и трещины субмеридионального направления (фиг. 15).

Субширотная ориентировка зон смятия, направление сдвиговых смещений по разрывным нарушениям и характер трещиноватости свидетельствуют о формировании зоны разлома в условиях субмеридионального сжатия.

Непосредственно близ окраины Алакольской котловины вдоль Барлык-Алакольского разлома располагается приразломное дайковое поле, причем большая часть даек выдержанно простирается вдоль линии разлома на расстояние до 3—5 км, при крутых, близких к вертикальным падениях; мощность даек варьирует от нескольких до 50—80 м. Они представлены светло-розовыми и светло-серыми микросиенитами, сиенит-аплитами и гранодиорит-аплитами, в которых присутствуют мелкие (до 1 мм) кристаллики калиевого полевого шпата, плагноклаза, реже кварца. Основная масса обладает микропиклитовой, микроаплитовой,



Фиг. 15. Трещины скалывания (I, II, III) и оси главных нормальных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3)

иногда микрогранитной структурой, в отдельных случаях в ней видна флюидальная текстура. В общем они аналогичны наиболее молодым приразломным интрузиям зоны Барлык-Алакольского разлома в горах Арасантау и так же, как и последние, внедрялись в конце палеозоя — начале мезозоя.

Не исключено, что Барлык-Алакольский разлом продолжается на значительное расстояние к западу от Алакольской котловины, отделяя вулканический пояс от миогеосинклиналиной зоны. Так, в районе Саякской мульды В. Я. Кошкин (1961, 1963) установил, что территория Прибалхашья, входящая в вулканический пояс, в верхнем визе — намюре превратилась в вулканический континент, к югу от которого располагался саякский морской бассейн, между ними прослеживается крупный разлом, и вдоль него в намюре — среднем карбоне возникло горст-антиклинальное поднятие и располагался вулканический центр.

Все же при настоящей изученности еще не ясно, прослеживается ли повсеместно единый крупный разлом или же субширотная граница вулканического пояса и миогеосинклиналиной зоны лишь на отдельных участках проходит по разломам, возможно, кулисообразно подставляющим один другого.

На рассмотренных участках Барлык-Алакольский разлом характеризуется крутым наклоном плоскости сместителя к югу; местами наметить его шов не удастся, и он выражен по существу более или менее широкими зонами смятия либо дробления.

История развития Барлык-Алакольского глубинного разлома изучена еще недостаточно. Резкие различия между разделенными им вулканическим поясом и миогеосинклиналиной зоной проявились с верхнего визе, когда первый из них превратился в вулканический континент, а во второй — располагались морские бассейны. Однако более древние отложения также существенно различаются в упомянутых зонах. В районах, прилегающих к Алакольской котловине, в пределах вулканического пояса установлены вулканогенные, в значительной части континентальные отложения девона — нижнего карбона, нигде не наблюдающиеся в миогеосинклиналиной зоне, где однообразные им толщи представлены морскими осадками. Таким образом, не исключено, что по меньшей мере на отдельных участках Барлык-Алакольский разлом существовал в течение большей части и среднего и верхнего палеозоя.

В новейшую эпоху этот важный краевой глубинный шов на значительном протяжении не был обновлен и вследствие этого проводится в Алакольской котловине в основном по аэромагнитным данным.

РОЛЬ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА В СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВАРИСЦИД

Роль Джунгарского разлома в строении и истории формирования прилегающей части варисской складчатой области существенно различалась в собственно геосинклинальный и последующий, орогенный, этапы ее развития.

Наиболее древние отложения, выступающие в обоих крыльях Джунгарского разлома, относятся к нижнему силуру и характеризуются сходным составом; разлом, по-видимому, не оказывал существенного влияния на нижнесилурийское осадконакопление и, возможно, в это время еще не существовал.

Перед верхним лудлоу интенсивно дислоцированные нижнепалеозойские отложения были прорваны ультрабазитами Чулькызыл-Тюлькуламского пояса (Семенов, 1963), в восточной части приуроченного к Тюлькуламскому разлому, который в современной структуре оперяет Джунгарский. По-видимому, заложение Тюлькуламского разлома относится к концу силура.

С лудлоу и вплоть до нижнего, местами среднего карбона включительно на рассматриваемой территории шло накопление преимущественно морских осадочных отложений. При этом на отдельных этапах в крыльях Джунгарского разлома, возможно, происходило формирование разных фаций среднепалеозойских отложений; так, нижний — средний девон в известных ныне выходах к северо-востоку от линии разлома представлен прибрежно-морскими терригенно-туфогенными отложениями с большим количеством обломков вулканогенных пород и прослоями туфов, в то же время в восточной части Джунгарского Алатау распространены преимущественно морские и в значительной части тонкообломочные терригенные отложения того же возраста.

Не исключено, что в отдельные отрезки времени в зоне Джунгарского разлома местами располагались очаги подводного вулканизма, и в связи с этим в отложениях живета гор Текели и верхнего девона — турне гор Буланбай присутствуют андезитовые и диабазовые порфириды, сопровождающиеся яшмами. Быть может, местами в зоне разлома возникали островные барьерные поднятия, аналогичные тем, которые, по предположению Н. А. Афоничева (1967), формировались вдоль отдельных глубинных разломов рассматриваемой территории в процессе их развития, о чем уже было упомянуто ранее. Так, на юго-западе Джунгарских ворот, в 4—5 км к северо-западу от Дурной речки, монотонные алевриты и сланцы турнейского яруса резко фациально переходят в зоне Джунгарского разлома шириной около 1—2 км в прибрежные конгломерато-песчаниковые отложения с линзами рифовых известняков. В этой связи интересны представления Г. Д. Ажгирея (1966), подчеркнувшего, что глубинные разломы нередко характеризуются своеобразными фациями, формирующимися непосредственно в их зонах.

Однако при современной степени изученности, а также вследствие того что палеозойские образования к северо-востоку от Джунгарского разлома в основном погребены, отмеченные различия в составе нижне-среднедевонских отложений по обе его стороны, а также приразломные фациальные изменения нельзя пока с уверенностью связывать именно с влиянием разлома. В силу этого среднепалеозойская история его развития еще не ясна, и сам факт существования Джунгарского разлома в течение этого собственно геосинклинального этапа развития нельзя в настоящее время считать строго доказанным, тем более, что разлом пересекает варисские складчатые структуры.

В процессе формирования варисских складчатых структур последние на ряде участков в зоне Джунгарского разлома были смещены по взбро-

со-сдвигам и затем прорваны приразломными интрузиями, которые образуют Джунгарский пояс ультрабазитов и дайковые пояса кислого, среднего и основного состава.

В нижней перми в орогенных условиях вдоль Джунгарского и сливающегося с ним Сандыктас-Чулакского разломов возникли узкие приразломные грабены, выполненные грубообломочными отложениями моласс с прослоями кислых лав.

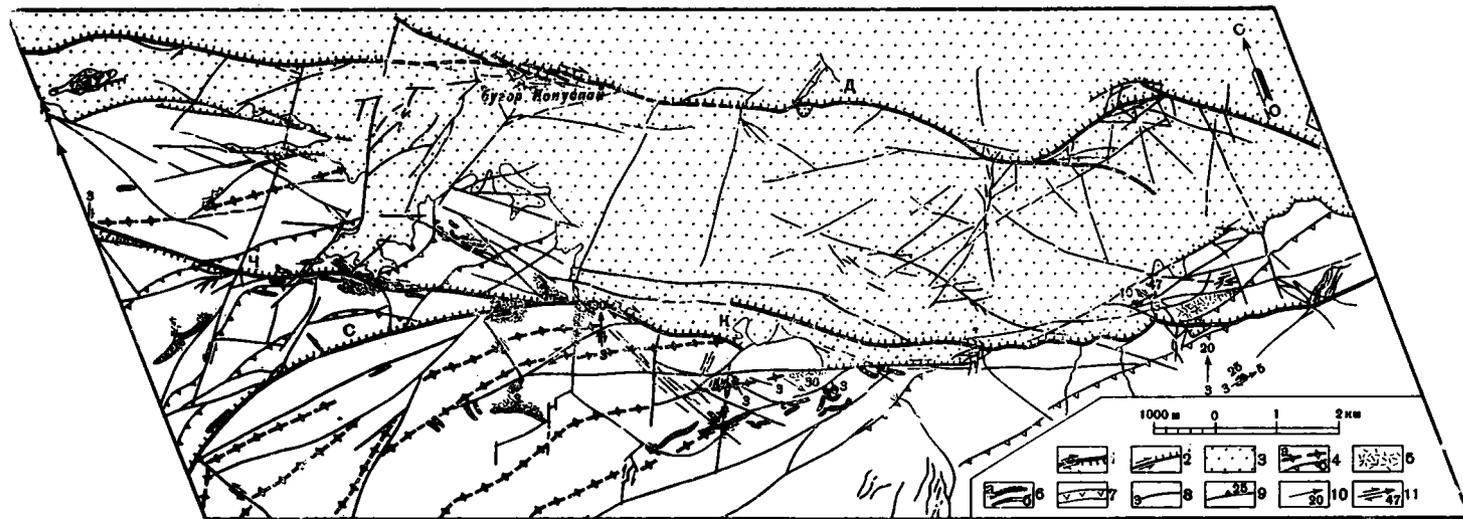
Джунгарский пояс ультрабазитов. Ультрабазиты вдоль Джунгарского разлома наблюдаются не повсеместно, а только на двух участках: 1) между северной окраиной гор Текели и р. Ргайты, в пределах прилегающего к нему пояса длиной около 80 км, они залегают в юго-западном крыле, а иногда и прямо в плоскости смесителя; 2) в районе Дурной речки, непосредственно к северо-востоку от линии разлома. Ультрабазиты образуют мелкие круто залегающие и вертикальные линзовидные тела, мощность которых измеряется единицами и десятками, реже первыми сотнями метров, а протяженность достигает нескольких десятков либо сотен метров, в единичных случаях — первых километров; обычно они выполняют оперяющие разрывы и трещины Главного Джунгарского разлома и не встречаются на значительном, более 4—6 км, удалении от последнего.

Одно из сравнительно крупных тел ультрабазитов выполняет шов разлома запад-северо-западного простирания, оперяющего Джунгарский разлом в 10 км к юго-востоку от р. Тентек, ширина его варьирует от 5—15 до 50—60 м, в длину оно прослеживается на 4—5 км, распадаясь местами на ряд линз. Ультрабазиты нацело замещены серпентинитами, обычно хризолитовыми, среди которых изредка наблюдаются незамещенные зерна моноклинного пироксена; местами по серпентинитам развиты бурые листвениты, прослеживающиеся вдоль контактов в зоне шириной от 0,3—0,5 до 1,5—3,0 м. На отдельных участках серпентиниты прорваны маломощными (до 0,5—3 м) дайками светло-серых сахаровидных гранодиорит-аплитов.

На правобережье р. Жаманты, на расстоянии около 1 км от Джунгарского разлома, находится Чопансайский массив ультрабазитов (фиг. 16), который был вскрыт канавами В. Г. Апатенко в 1963 г. Этот массив имеет значительную ширину: 20—230 м; в длину он прослежен на 800 м и сложен серпентинитами, бирбиритами и лиственитами. Они прорваны более поздними дайками микродиорит-порфиритов и диорит-порфиритов и местами пронизаны маломощными (0,1—0,2 м) кварцевыми жилами и очень небольшими (до 2—4 м²) штокверками из кварцевых жилков.

Остальные тела ультрабазитов Джунгарского пояса характеризуются значительно меньшими размерами. В. К. Дмитриевой в 1964 г. на левобережье р. Жаманты описано несколько небольших, площадью около 0,5 км², тел эруптивных брекчий, состоящих из обломков и глыб размерами до 30—40 см в поперечнике, песчаников, кремнистых пород, серпентинитов и пироксенитов. Цементом их служат серпентиниты.

Большинство тел ультрабазитов нацело сложено серпентинитами, представленными антигоритом, хризотилом и серпофитом с зернами магнетита, изредка хромита и реликтивными кристаллами моноклинного пироксена; иногда наблюдается сильно сосюритизированный плагиоклаз. Встречаются также мелкие линзовидные тела пироксенитов, сложенных моноклинным пироксеном и характеризующихся панидиоморфнозернистой структурой; нередко они связаны постепенными переходами с серпентинитами через зоны шириной до 0,5—2 м серпентинизированных пироксенитов. На ряде участков серпентиниты замещены бирбиритами и пестроокрашенными бурыми, ярко-желтыми и голубовато-зелеными лиственитами, состоящими из брейнерита и кварца с вто-



Фиг. 16. Схема строения зоны Карайлинского, Чекаманского и Джунгарского разлсмов в предгорьях хр. Кунгей

1 — глазные разломы, стрелками — направление сдвигов, бергштрихами — уступы в рельефе; 2 — прочие разрывные нарушения; 3 — кайнозойские рыхлые отложения; 4 — оси складок (а) и структурные линии (б) в среднепалеозойских отложениях; 5 — гидротермально измененные кремнистые породы и кварцевые жилы; 6 — дайки кислого и среднего (а) и основного (б) состава; 7 — ультрабазиты; 8 — 11 — зеркала скольжения: 8 — вертикальные с горизонтальными штрихами, 9 — наклонные, 10 — вертикальные с наклонными штрихами (указан угол их наклона), 11 — направление сдвигов вдоль штрихов.
Разломы: Д — Джунгарский, К — Карайлинский, С — Семзлеринский, Ч — Чекаманский

ростепенными серпентином, тальком, хромшпинелидами, магнетитом, хлоритом. Местами серпентиниты претерпели процесс оталькования и превратились в существенно тальковые породы типа стеатитов.

Особенностью ультрабазитов Джунгарского пояса является присутствие в серпентинитах моноклинного пироксена, а в отдельных случаях и плагиоклаза, что свидетельствует о преобладании среди них пироксенитов, причем иногда их разностей, переходных к габбро. Приведенные анализы ультрабазитов (табл. 2) указывают на несколько завышенное

Таблица 2

Анализы ультрабазитов Джунгарского пояса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O
Горы Текели (по В. Е. Гендлеру, 1958 г.)													
1	47,47	0,22	4,09	4,28	2,24	0,06	29,64	2,45	0,16	0,30	0,007	8,96	2,0
2	39,00	0,11	1,81	5,99	2,48	0,11	37,44	0,14	Следы	0,04	0,01	11,84	0,55
3	40,11	0,09	1,87	5,41	1,71	0,13	36,96	0,11	0,11	0,06	0,008	12,75	0,96
4	39,70	0,13	2,27	5,33	1,23	0,08	36,53	0,83	Следы	Следы	0,001	12,49	0,90
5	43,18	0,22	5,60	4,20	6,08	0,17	25,62	6,20	0,26	0,27	0,02	6,63	0,60
6	46,78	0,31	8,71	1,38	8,98	0,20	18,06	10,28	0,55	0,09	0,027	3,31	0,39
Горы Булаббай (по В. К. Дмитриевой, 1964 г.)													
7	45,26	0,55	6,02	3,00	3,23	0,21	19,12	10,22	0,77	1,08	0,34	10,44	0,33
Район Дурной реки (по А. А. Алексееву, 1964 г.)													
8	41,16	0,11	1,79	3,22	1,17	0,04	26,31	9,08	0,27	0,08	0,11	17,12	0,12
9	50,70	0,94	15,49	4,41	7,56	0,28	7,14	6,34	3,24	0,86	0,13	2,62	0,02

для ультраосновных пород содержание SiO₂ в отдельных образцах и, наоборот, пониженное содержание MgO, присутствие в ряде проб Al₂O₃, по существу, говорит о переходном характере пород от пироксенитов к габбро.

В серпентинитах обычно наблюдаются повышенные содержания никеля (0,06—0,1%) и кобальта (0,05—0,06%).

Ультрабазиты Джунгарского пояса образуют рвущие тела в среднепалеозойских отложениях, в том числе намюрско-среднекаменноугольных; они обычно рассланцованы, а их контакты сорваны по разломам. Все же на ряде участков удалось наблюдать активные контакты, выраженные извилистыми линиями с апофизами ультрабазитов во вмещающих породах. В последних видна неширокая, до 0,5—2 см, зона красновато-бурых ороговикованных кремненых пород мостовидной структуры, с чешуйками серицита, серпентина и актинолита. Особенно детально горячие контакты ультрабазитов изучены В. Е. Гендлером (1958) в горах Текели, где на ряде участков в них наблюдаются ксенолиты кварцевых альбитофиров, присутствующих здесь в среднедевонских отложениях. В серии шлифов, отобранных поперек контакта через 2—5 см, установлено, что в ультрабазитах в полосе шириной до 0,2—0,3 см развиваются мелкие зерна моноклинного пироксена, а непосредственно близ контакта — роговая обманка и тонкочешуйчатый актинолит. В кварцевых альбитофирах в полосе шириной в несколько сантиметров интенсивно проявлена серицитизация, а также незначительная серпентинизация и актинолитизация.

В то же время серпентиниты на ряде участков прорваны дайками кислого и среднего состава, галька которых найдена в конгломератах карадобинской свиты нижней перми. Таким образом, внедрение большинства тел ультрабазитов скорее всего происходило вслед за глав-

ной фазой складчатости, т. е. в конце среднего — начале верхнего карбона.

Большинство тел ультрабазитов испытало смещения после внедрения, вследствие этого их контакты являются тектоническими, а сами тела — бескорневыми линзами.

Ультрабазиты Джунгарского пояса обнаруживают существенные различия от предверхнелудловских ультрабазитов Чулькизыл-Тюлькуламского пояса, в пределах которого наряду с мелкими линзовидными телами развиты отдельные, значительные по размерам массивы. Как отметил Ю. Л. Семенов (1963), в ультрабазитах Чулькизыл-Тюлькуламского пояса преобладают гарцбургиты, пироксениты и габбро не характерны, ультрабазиты отличаются высокомагнезиальным составом. Наоборот, среди интрузий Джунгарского пояса преобладают пироксениты, иногда переходящие в габбро. Ультрабазиты Чулькизыл-Тюлькуламского пояса относятся к дунито-гарцбургитовой, а интрузии Джунгарского пояса — к пироксенито-габбровой формации, по определению С. В. Москалевой (1964). Внедрение интрузий обоих поясов происходило непосредственно вслед за мощными складкообразовательными процессами, развивавшимися в конце нижнего и среднего палеозоя. В этой связи заслуживает внимания высказанное М. А. Абдулкабировой (1962) мнение о том, что формирование ультрабазитов Центрального Казахстана в основном происходило вслед за главной складчатостью.

Интрузии кислого, среднего и основного состава. К Джунгарскому разлому приурочены многочисленные дайки среднего, в меньшей мере кислого и основного состава, обычно небольших размеров: длина их измеряется десятками либо сотнями метров, гораздо реже первыми километрами, мощность достигает единиц и десятков метров; изредка наблюдаются также мелкие штоки площадью до 1—3 км². Приразломные дайки широко распространены на тех же участках, к которым приурочен Джунгарский пояс ультрабазитов, в частности между р. Ргайты и северо-западным окончанием Джунгарского Алатау; при этом в отличие от ультрабазитов они развиты и на значительном (до 10 км и более) удалении от Главного Джунгарского разлома. Вдоль Карайлинского и Чекаманского разломов располагается Джабыкский дайковый пояс. В его пределах встречаются дайки разнообразного состава, причем они чаще всего образуют отдельные дайковые поля длиной до 3—10 км, вытянутые в субширотном и северо-западном направлениях (см. фиг. 16).

Кроме того, приразломные дайки развиты и на других участках, где ультрабазиты отсутствуют. Цепочка следующих одна за другой даек гранодиорит-аплитов располагается вдоль юго-восточного ограничения гор Улькенсайкан, в 2 км к юго-западу от их вершины, где они образуют небольшое (длиной около 2 км) дайковое поле вдоль разлома северо-западного простирания. Дайки разнообразного состава широко распространены в зоне Джунгарского разлома в горах Арганаты, в совокупности составляя здесь Арганатинский дайковый пояс. В Прибалхашье вдоль Северо-Тюлькуламского разлома, в 8 км к северо-северо-востоку от горы Тюлькулам, на расстоянии до 1—2 км вытянуто несколько сближенных даек гранодиорит-аплитов мощностью от нескольких до 10—20 м. Разнообразные по составу (но преимущественно средние и кислые) дайки залегают также вдоль Тюлькуламского разлома, в основном около массива ультрабазитов.

В восточной части Джунгарского Алатау, близ слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов, в районе Дурной речки распространены дайки среднего и кислого состава, образующие Дурнореченский дайковый пояс, который отсюда протягивается вдоль Сандыктас-Чулакского разлома в бассейн ручья Чиндалка.

Хотя на разных участках Джунгарского разлома приразломные дайки обнаруживают различия, все же в целом петрографически среди них могут быть выделены следующие различия:

1) основные и средние интрузии, представленные микрогаббро, габбро-порфиритами, диорит-порфиритами, микродиоритами;

2) средние и кислые, между которыми наблюдаются постепенные переходы и наиболее распространены интрузии гранодиоритового состава, в них обычно четко различаются: а) крупнозернистые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, переходящие в порфировидные граниты и гранодиориты; б) мелкозернистые гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, гранофировые порфиры, интрузивные кварцевые порфиры; в) аплитовидные породы типа гранодиорит-аплитов.

В Джабыкском дайковом поясе наблюдается обособление даек разного состава в отдельные поля. Близ Чолансайского массива ультрабазитов, в 3—4 км к западу от бугра Конуспай (см. фиг. 16), распространены дайки среднего и основного состава, часто вытянутые вдоль разрывов и представленные диорит-порфиритами, изредка габбро-порфиритами. Диорит-порфиры обычно светло-серые и зеленовато-серые и содержат мелкие (до 1—2 мм) вкрапленники плагиоклаза, биотита и роговой обманки; габбро-порфиры отличаются темно-зеленой окраской, во вкрапленниках в них присутствуют пироксен и роговая обманка; основная масса диорит-порфиров и габбро-порфиров обычно интенсивно замещена хлоритом, эпидотом и кальцитом.

Существенно иной состав интрузий имеют дайковые поля, удаленные от ультрабазитов; одно из них находится в 2,5 км к юго-западу от бугра Конуспай, другое, самое крупное (вытянутое на 3 км), — в 3,5 км к запад-юго-западу от этого бугра, причем к западу от него наблюдается крупная (длиной свыше 1 км и мощностью до 15—25 м) дайка субширотного простирания (см. фиг. 16). На перечисленных участках преобладают светло-розовые и красно-бурые крупнозернистые гранит-порфиры, сложенные таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаза) размером до 0,5—1 см в поперечнике, округлыми зернами кварца и основной массой микрогранитной либо аллотриоморфнозернистой структуры. Они обохрены гидроокислами железа, пронизаны тончайшими волосяными кварцевыми жилочками, окремнены и вследствие этого характеризуются высоким содержанием кремнезема, что видно из анализа крупнозернистых гранит-порфиров из дайки, залегающей в шве Чекаманского разлома (табл. 3).

Таблица 3

Анализ жильных гранит-порфиров

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ.%
74,33	0,32	13,46	1,26	0,36	0,02	0,34	0,76	3,05	4,39	1,22	0,30	0,19	0,14	100,14

В отдельных дайках крупнозернистые гранит-порфиры прорваны маломощными (до 0,1—0,4 м) жилами интрузивных кварцевых порфиров, в которых наблюдаются мелкие вкрапленники кварца в основной массе аллотриоморфнозернистой структуры. В упоминавшейся выше крупной дайке гранит-порфиров, расположенной в 6 км к запад-юго-западу от бугра Конуспай, в приуроченных к ней маломощных (до 0,5—2 см) кварцевых жилах, которые ориентированы поперек дайки в субмеридиональном направлении, встречено мелкое вкрапление видимого золота¹;

¹ Единственный образец с видимым золотом здесь был обнаружен автором в 1961 г., в дальнейшем эту находку повторить не удалось.

вмещающие породы здесь окварцованы в зоне шириной до 8—10 м и иногда приобретают облик вторичных кварцитов.

В других дайковых полях Джабыкского пояса, расположенных в его восточной части, преобладают дайки преимущественно мелкозернистых плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, из которых первые характеризуются светлой розово-красной окраской и содержат во вкраплениях кварц и кислый плагиоклаз, а вторые отличаются более темными, серыми и коричнево-серыми тонами и преобладанием во вкраплениях только кислого плагиоклаза. Последний представлен олигоклазом, часто альбитизированным и серицитизированным. Основная масса в отдельных дайках различается и имеет весьма разнообразную структуру: гранофировую, микрографическую, аллотриоморфнозернистую, микропойкилитовую, иногда микрогранитную и микропегматитовую; в отдельных случаях по ней развивается эпидот, хлорит и кальцит, иногда в основной массе наблюдается равномерно распределенная рудная пыль. Нередко в дайках хорошо выражены эндоконтактные зоны шириной до 0,5—3 см, сложенные аплитовидными породами, и столь же маломощные зоны экзоконтакта, представленные ороговикованными окремнелыми породами с серицитом. Очень характерной и своеобразной чертой даек рассматриваемых полей восточной части Джабыкского пояса является присутствие в них «розеток» графита диаметром от нескольких миллиметров до 1—1,5 см, чем, очевидно, обусловлено несколько повышенное содержание в них углерода. Это видно из анализа гранофирового гранодиорит-порфира из дайки, залегающей на левом склоне долины р. Большие Семерлы, в 4,5 км к юго-юго-западу от бугра Конуспай (табл. 4).

Таблица 4

Анализ графитсодержащего гранофирового гранодиорит-порфира

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Σ. %
67,88	0,58	15,88	1,76	1,80	0,07	0,32	1,60	3,93	2,81	1,84	0,92	0,36	0,21	99,96

Кроме рассмотренных выше, в пределах Джабыкского пояса встречаются редкие единичные дайки снежно-белых сахаровидных аплитовидных пород типа гранодиорит-аптитов, обычно содержащих видимые макроскопически точечные вкрапления рудных минералов. Одна из таких даек изображена на схеме (см. фиг. 16) и находится в 6 км к юго-западу от бугра Конуспай близ Семерлинского разлома. Она состоит из основной массы микроаптитовой либо микропойкилитовой структуры, в которой наблюдаются редкие мелкие кристаллики плагиоклаза, изредка кварца, а также рудная пыль.

В других дайковых поясах — Арганатинском и Дурнореченском разбиты разнообразные — средние, основные и кислые интрузии, причем обособления даек в отдельные поля здесь не устанавливаются.

В целом повсеместно преобладают дайки, близкие по составу к гранодиоритам.

Рассмотренные приразломные дайки на ряде участков прорывают ультрабазиты Джунгарского пояса, в то же время их обломки встречаются в конгломератах карадобинской свиты нижней перми, в которых обнаружены многочисленные гальки роговообманковых диорит-порфиров, а также гранит-порфиров, аналогичных развитым в Дурнореченском дайковом поясе. Тем самым время внедрения большинства даек устанавливается как верхнекаменноугольное.

Однако ряд даек имеет более молодой, нижнепермский, возраст. В частности, некоторые дайки лилово-красных гранит-порфиров, наблюдающихся вдоль Сандыктас-Чулакского разлома и очень сходных с трахилипаритовыми кварцевыми порфирами чулакской свиты нижней перми, возможно, являлись их подводными каналами. В пределах Чулакской мульды такие гранит-порфиры образуют пологие субвулканические тела, близкие к силлам (см. фиг. 3,25), площадь их выходов достигает 6—8 км², некоторые из них также приурочены к Сандыктас-Чулакскому разлому. В отличие от большинства верхнекаменноугольных приразломных интрузий, в рассматриваемых гранит-порфирах во вмещающих породах, размеры которых достигают 2—5 мм, наряду с кварцем и плагиоклазом (альбит-олигоклазом) в большом количестве встречается калиевый полевой шпат, количество которого иногда возрастает с переходом породы в граносиенит-порфир. Как и трахилипаритовые кварцевые порфиры чулакской свиты, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, развитые вдоль Сандыктас-Чулакского разлома, отличаются преобладанием калия над натрием, что видно из двух анализов их (табл. 5), приведенных по данным исследований А. А. Алексева, выполненных в 1964 г.

Таблица 5

Анализы субвулканических интрузий в зоне Сандыктас-Чулакского разлома

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Σ, %
Гранит-порфир	72,96	0,32	13,33	3,78	1,36	0,06	0,26	0,88	2,90	5,23	0,40	0,40	100,29
Граносиенит-порфир	73,01	0,37	12,86	3,49	0,89	0,03	0,11	0,46	2,71	5,70	0,24	0,68	99,54

Наряду с дайками верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста известны более молодые (постнижнепермские) маломощные (до 1 м) единичные дайки диорит-порфиритов, которые залегают близ слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов на правом склоне Тузая, близ советско-китайской границы, где они прорывают конгломераты карадобинской свиты нижней перми, простираются в субмеридиональном направлении и падают к западу под углами, близкими к 50—60°. Диорит-порфириты сложены крупными (до 3—5 мм) вкрапленниками — лейстами плагиоклаза (андезина) и основной массой интерсертальной структуры, при этом они очень свежие и почти не испытали палеотипных преобразований.

Кроме приразломных интрузий в зоне Джунгарского разлома наблюдаются гидротермальные проявления, большей частью представленные светло- и темно-серыми массивными кремненными породами, пронизанными сетью тончайших (0,5—2 мм) кварцевых жилок. Обычно характер первичных осадочных отложений, представленных песчаниками или алевролитами, виден в них достаточно отчетливо, места они весьма похожи и с трудом отличаются от осадочных яшмовидных пород среднепалеозойских отложений. Кремненные породы встречаются в виде широких (до 0,5—4 км) полос вдоль Джунгарского разлома либо образуют сравнительно небольшие жилообразные тела по оперяющим трещинам, обычно сопровождающиеся сильным обохриванием красно-бурыми гидроокислами железа; особенно в большом коли-

честве они встречаются на участках, интенсивно раздробленных разрывами и трещинами.

Окремненные породы не обнаруживают какой-либо связи с приразломными интрузиями и распространены повсеместно, в том числе и на участках, где последние отсутствуют; обычно они безрудны и, скорее всего, так же как и широко развитые в зоне Джунгарского разлома кварцевые жилы альпийского типа, образовались за счет кремнезема вмещающих пород. Кварцевые жилы альпийского типа сложены молочно-белым, иногда сахаровидным кварцем. Они неравномерно распределены вдоль Джунгарского разлома и чаще всего представлены единичными маломощными (от нескольких сантиметров до нескольких дециметров) жилами разнообразных залеганий. Гораздо реже наблюдаются более крупные жилы мощностью в несколько метров и протяженностью в сотни метров, иногда до первых километров; в частности, они развиты вдоль разлома северо-северо-восточного простирания, прослеживающегося в долине р. Большие Семерлы в 3,5 км к юго-юго-западу от бугра Конуспай (см. фиг. 16).

Реже встречаются гидротермальные проявления, не относящиеся к альпийскому типу, а сопровождающиеся привнесом материала из глубины и нередко пространственно приуроченные к приразломным интрузиям. Они представлены вторичными кварцитами, зонами пиритизации и гидротермально измененных пород, серицит-кварцевыми, изредка полевшпат-кварцевыми жилами.

Вторичные кварциты — сливные, молочно-белые — образовались в результате почти полного замещения осадочных или интрузивных пород микрозернистым и лапчатым агрегатом халцедона и кварца с чешуйками серицита, причем реликты первичных пород видны лишь местами и неясно. Вторичные кварциты чаще всего образуют жиллообразные тела длиной от нескольких до 100—150 м и мощностью до 3—5 м; изредка на участках пересечения трещин наблюдаются грубоизометричные в плане их тела диаметром до 20—200 м. Одно из них находится близ тальвега сая Тыгасу в восточной части дайкового поля плагиигранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, расположенного в 6 км к востоку-юго-востоку от бугра Конуспай (см. фиг. 16). Местами они характеризуются незначительными содержаниями меди и точечными вкраплениями медной зелени.

Зоны пиритизации обычно красно-бурые, обохренные гидроокислами железа. Они развиваются как по дайкам, так и по среднепалеозойским осадочным породам и нередко встречаются в виде линзовидных тел мощностью до 0,3—4 м, залегающих непосредственно в шве Главного Джунгарского разлома и оперяющих его разрывных нарушений. Местами в них обнаружены убогие содержания золота.

На отдельных участках наблюдаются маломощные приразломные зоны осветленных гидротермально измененных окремненных и серицитизированных пород, чередующихся с кварцевыми и кальцитовыми жилками. Такая зона шириной до 10—16 м прослеживается на расстоянии около 100 м в шве Главного Джунгарского разлома на левом склоне долины Дурной речки и состоит из линзовидно переслаивающихся (мощностью до 0,3—0,7 м) светло-, темно- и желто-серых окремненных и серицитизированных пород, пронизанных сетью тончайших (0,5—3 мм) кварцевых жилок, с красно-бурыми пиритизированными породами и коричневато-серыми тонкорассланцованными милонитами, а также кварцевыми и кальцитовыми жилками мощностью до 1—5 см.

Серицит-кварцевые жилы, в отличие от кварцевых жил альпийского типа, сложены чаще всего прозрачным кварцем, однако на отдельных участках встречается матово-белый кварц. В зоне Джунгарского разлома серицит-кварцевые жилы большей частью приурочены к приразлом-

ным дайкам и залегают среди них обычно в виде маломощных (от 1—2 до 10—15 см) поперечных линзовидных тел. Обычно они сильно пиритизированы, иногда содержат редкие кристаллики сульфидов меди и точечные вкрапления медной зелени, на отдельных участках в них обнаружено убогое содержание золота. В единичных случаях в жилках этого типа встречено и видимое золото.

Изредка наблюдаются очень небольшие (мощностью несколько сантиметров или дециметров) полевошпат-кварцевые жилки, иногда с точечными вкраплениями медной зелени.

Гидротермально измененные породы и гидротермальные жилы в зоне Джунгарского разлома на ряде участков характеризуются убогими содержаниями меди, изредка цинка, а также золота. Хотя далеко не все известные в Джунгарском Алатау участки минерализации золота обнаруживают приуроченность к зоне Джунгарского разлома, все же ряд золоторудных проявлений явно пространственно и генетически связан с зоной разлома и приразломными дайковыми полями. В частности, золото обнаружено в отдельных дайках Джабыкского пояса, в некоторых дайках, развитых вдоль Тюлькуламского разлома и в Тюлькулинском массиве аляскитовых гранитов, расположенном близ слияния Тюлькуламского и Барлык-Алакольского разломов (см. фиг. 3).

Гидротермальные проявления, сопровождавшиеся привнесом материала из глубины и в значительной своей части пространственно приуроченные к приразломным интрузиям, вероятнее всего, формировались вслед за внедрением даек, большая часть которых имеет верхнекаменноугольный возраст. Однако формирование окремненных пород и жил альпийского типа происходило, видимо, неоднократно и продолжалось вплоть до новейшей эпохи. Например, прожилки кальцита альпийского типа наблюдаются в миоценовых мергелях и глинах, на участках, раздробленных новейшими разрывами и трещинами, особенно в районе Дурной речки, на юго-западе Джунгарских ворот.

Таким образом, существование Джунгарского разлома в верхнем палеозое не вызывает сомнений. В это время вдоль него внедрялись разнообразными приразломные интрузии, сопровождавшиеся гидротермальными проявлениями, формировались приразломные грабены, а также происходили смещения по многочисленным сдвигам и взбросо-сдвигам, которые рассматриваются в следующей главе.

**ВАРИССКИЕ ВЗБРОСО-СДВИГИ В ЗОНЕ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА
И ИХ РОЛЬ В СТРОЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ
СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР
И ПРИРАЗЛОМНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ**

Варисские складчатые структуры в зоне Джунгарского разлома осложнены взбросо-сдвигами и сдвигами и сопряженными с ними разнообразными приразломными дислокациями.

Наибольшие по амплитуде горизонтальные смещения складчатых структур четко устанавливаются между Улендинским и Главным Джунгарским разломами, в бассейне р. Токты. На северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье хорошо выражены сравнительно небольшие сдвиги и взбросо-сдвиги по разломам Джунгарской системы. Наиболее крупные из них непосредственно оперяют Джунгарский разлом и сопровождаются сопряженными с ними надвигами, зонами смятия, покровами и блоково-складчатыми дислокациями. Вдоль Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов, в районе их слияния, на юго-востоке Джунгарского Алатау развиты разнообразные сложно построенные блоковые структуры и грабен-синклинали.

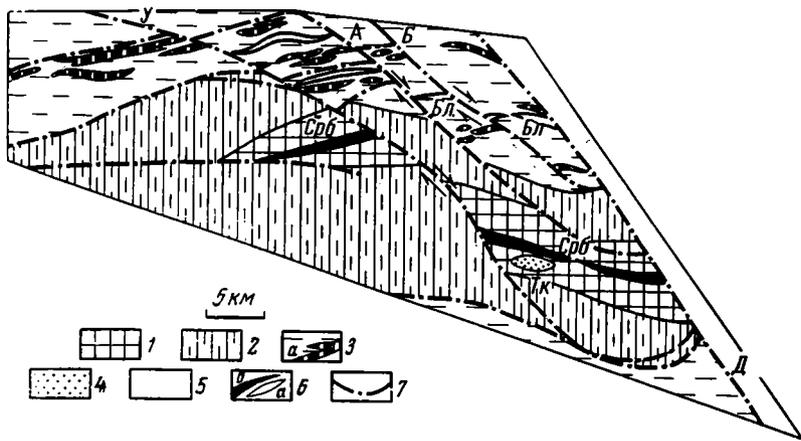
Горизонтальные движения варисской эпохи по взбросо-сдвигам и сдвигам обусловили особенности приразломной трещиноватости и тектонитов, а также формирование своеобразной диагонально-сдвиговой ассоциации структур.

**ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ВАРИССКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР
МЕЖДУ УЛЕНДИНСКИМ И ГЛАВНЫМ ДЖУНГАРСКИМ РАЗЛОМАМИ**

Между Улендинским и Главным Джунгарским разломами, в бассейне р. Токты, прослеживаются еще два крупных взбросо-сдвига — Актуминский и Бельгаинский (фиг. 17, 18, см. также фиг. 3), выраженные в рельефе седловинами и прямолинейными отрезками саев. На ряде участков в условиях резко расчлененного рельефа четко наблюдается близкое к вертикальному залегание плоскостей взбросо-сдвигов; в обнажении они представляют собой притертые трещины, иногда сопровождающиеся маломощной (1—5 м) зоной раздробленных пород, местами слегка рассланцованных и разбитых зеркалами.

Наиболее четко горизонтальные смещения по взбросо-сдвигам выражены на участке, где они пересекают Сарыбукторскую мегантиклиналь и прилегающую часть Северо-Джунгарского синклинория, в которой выделяется крупная, шириной 5—8 км, Бельгаинская синклиналь (см. фиг. 18).

Геологическое строение этого района изучалось рядом исследователей, и хотя принципиальных разногласий относительно структуры и стратиграфии палеозойских отложений не возникало, выделенные среди них стратиграфические подразделения в различное время именовались по-разному. В нижеследующем описании принята стратиграфическая



Фиг. 17. Схема горизонтальных смещений варисских складчатых структур между Улендинским и Главным Джунгарским разломами

1, 2 — Сарыбукторская мегантиклиналь (Срб) Центрально-Джунгарского антиклинория в отложениях нижнего девона — эйфеля (1) и живетского яруса (2); 3 — крылья Северо-Джунгарского и Бороталинского синклиналиев в отложениях верхнего девона — турне (а — линзы красноцветных яшм); 4 — Токтинская наложенная синклиналь (Тк), образованная отложениями нижнего карбона; 5 — кайнозойские рыхлые отложения; 6 — оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов.
Бл — Бельгаинская синклиналь, разломы: У — Улендинский, А — Акгуминский, Б — Бельгаинский, Д — Джунгарский

схема, подтвержденная исследованиями А. Х. Иванова и автора с учетом результатов геологических съемок ВАТТ и материалов Н. А. Афоничева.

Палеозойские отложения, участвующие в строении Сарыбукторской мегантиклинали и Бельгаинской синклинали, представлены саркандской свитой нижнего девона — эйфеля, живетским ярусом и тастауской свитой верхнего девона — турне.

В составе саркандской свиты нижнего девона — эйфеля преобладают темно-серые и зелено-серые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, переходящие в алевролиты, нередко расслапцованные. В подчиненном количестве присутствуют мелкозернистые, полимиктовые песчаники, образующие слои мощностью от 0,5 до 3—4 м, в единичных случаях — до 30—90 м. При этом в восточной части выходов саркандской свиты песчаники распространены ограниченно, а западнее, в бассейне р. Теректы, их содержание возрастает и на отдельных участках превышает 25—30% общего объема пород. Местами встречаются линзы сливных яшмовидных пород мощностью от 0,5 до 10—15 м и единичные линзы известняков и конгломератов. На отдельных участках в разных частях разреза присутствуют невыдержанные по простираению пачки (мощностью от 10—20 до 60 м, иногда до 100—150 м) тонкопереслаивающихся (5—40 см) глинистых сланцев и алевролитов с более крепкими кремнистыми алевролитами и песчаниками.

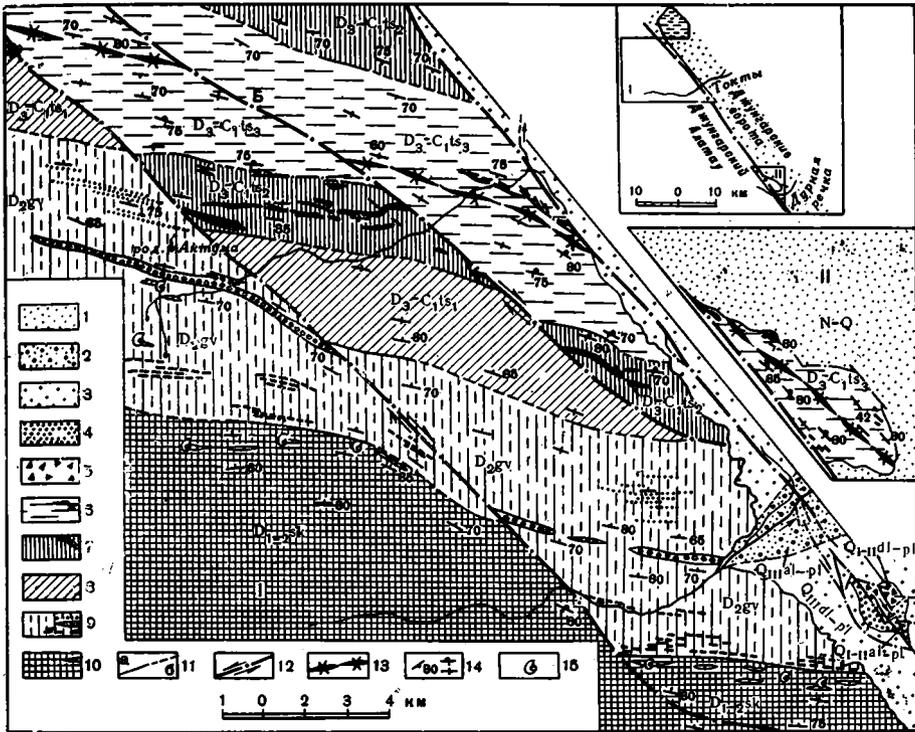
Характерной особенностью саркандской свиты на рассматриваемом участке является повсеместное присутствие в ее верхней части, мощностью 200—300 м, многочисленных линз и прослоев светло-серых известняков и известковистых песчаников, как мелких, так и крупных, протягивающихся на 1—3 км, при мощности до 10—20 м. Видимая мощность саркандской свиты близка к 1000 м. В разных частях ее разреза А. Ф. Степаненко в 1960—1961 гг. собрана фауна, в том числе *Leptostrophia* (*Rhytistrophia*) *beckii* Hall, *L. aff. perplana* Congr., *Acrospirifer aff. roussea* M. Rouault, *Schizospirifer cf. praedivaricatus* Bubl., *Chonetes*

plebeja Schnur. По мнению определявших фауну Т. В. Свербиловой, Т. Т. Шарковой и М. М. Смеловской, она в совокупности указывает на нижнедевонский — эйфельский возраст вмещающих отложений.

На породы саркандской свиты согласно налегают отложения *живетского яруса*, в составе которых выделяются три толщи: нижняя — алевролито-туффитовая, средняя — алевролито-конгломератовая и верхняя — алевролитовая.

Нижняя толща мощностью около 600—700 м сложена зелено-серыми алевролитами, часто кремнистыми, с редкими прослоями песчаников и характерными лиловыми, вишнево-красными и ярко-зелеными туффитами, кремнисто-глинистыми сланцами и реже яшмами, обычно тонко переслаивающимися (0,1—0,3 м). Мощность пестроцветных пачек туфогенно-осадочных пород достигает 15—80 м; по простиранию они прослеживаются на 0,2—2 км и развиты в обоих крыльях Актуминского взбросо-сдвига (см. фиг. 18).

Средняя толща живета мощностью 500—600 м представлена темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников,



Фиг. 18. Юго-западное крыло Джунгарского разлома и сопряженное с ним Бельгаинский и Актуминский взбросо-сдвиги в районе р. Токты и северо-восточное крыло Джунгарского разлома близ Дурной речки

1 — неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2, 3 — верхний плейстоцен: 2 — аллювиально-пролювиальные валуно-галечные отложения с галькой разнообразных пород, 3 — пролювиально-делювиальные глыбово-щебнистые отложения с однообразными обломками близлежащих пород; 4, 5 — нижний-средний плейстоцен: 4 — аллювиально-пролювиальные валуно-галечные отложения с галькой разнообразных пород, 5 — пролювиально-делювиальные глыбово-щебнистые отложения с однообразными обломками близлежащих пород; 6—8 — тастауская свита верхнего девона — турне: 6 — верхняя подсвита — алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы с редкими линзами красноцветных яшм (черными полосками), 7 — средняя подсвита — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями красноцветных яшм и порфиритов (черными полосками), 8 — нижняя подсвита — кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы; 9 — живетский ярус — алевролиты, сланцы, прослои песчаников (точками), конгломератов (кружками), пестроцветных туффитов (черточками) и линзы известняков; 10 — саркандская свита нижнего девона — эйфеля — кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 11 — стратиграфические контакты прослеженные (а) и предполагаемые (б); 12 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов; 13 — ось Бельгаинской синклинали; 14 — элементы залегания слоев наклонные, вертикальные и опрокинутые; 15 — места сборов фауны.
Разломы: А — Актуминский, Б — Бельгаинский

линзами рифовых известняков и характерными мощными слоями и линзами внутрiformационных конгломератов, сложенных хорошо окатанной галькой и валунами кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, изредка порфиритов. В юго-западном крыле Актуминского разлома выделяется слой конгломератов мощностью от 40—50 до 150 м, прослеживающийся на 8—9 км близ родника Актума и являющийся прекрасным маркирующим горизонтом; по другую сторону разлома этот же слой распадается на отдельные линзы мощностью до 30—50 м и длиной 0,3—2 км (см. фиг. 18).

В линзе рифовых известняков, залегающей в средней части средней толщи близ родника Актума, Н. А. Афоничевым в 1956 г. собраны *Thamnopora* aff. *beliakovi* Dub., *Th. cervicornis* Blainv., *Th. reticulata* Blainv., *Alveolites* ex gr. *crassus* Lec., *Tyrganolites* cf. *eugeni* Tchern, *Chaetetes* ex gr. *magnus* Lec., *Ch.* ex gr. *rotundus* Lec., *Coenites* cf. *clathractus* Stein., *C.* cf. *gradatus* Lec., *Plagiopora* sp. nov. и др. (определения Б. С. Соколова).

Верхняя толща живетского яруса, мощностью около 600—700 м, состоит из монотонных зелено- и темно-серых алевролитов, часто кремнистых, с редкими линзами тревелитов и известняков. В юго-западном крыле Актуминского разлома севернее родника Актума в средних частях толщи наблюдается характерное тонкое (ст 1—2 см до 0,1—0,5 м) переслаивание алевролитов и песчаников. Совершенно аналогичные тонкопереслаивающиеся отложения мощностью от 10—20 до 70—100 м залегают на примерно таком же стратиграфическом уровне к северо-востоку от разлома, где они наиболее четко наблюдаются близ пос. Токты (см. фиг. 18).

Общая мощность живетских отложений в междуречье Токты — Чиндалы, участвующих в строении Сарыбукторской мегантиклинали, достигает 1700—2000 м.

На породах живета согласно, с постепенным переходом залегают отложения *тастауской свиты верхнего девона — турне*, в которой выделяются три подсвиты: нижняя — кремнисто-сланцевая, средняя — сланцево-яшмовая и верхняя — сланцево-алевролитовая. Нижняя, кремнисто-сланцевая, подсвита мощностью около 700 м представлена преимущественно монотонными кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, переходящими в алевролиты, обычно массивные, местами тонкослоистые. Средняя, сланцево-яшмовая, подсвита мощностью порядка 600—700 м характеризуется присутствием прослоев и линз мощностью до 40—200 м вишнево-красных, сургучно-красных и ярко-зеленых яшм, сопровождающихся андезитовыми порфиритами и сиреневыми и зелеными хлорито-глинистыми сланцами.

Верхняя, сланцево-алевролитовая, подсвита мощностью около 800—1000 м состоит главным образом из алевролитов, переходящих в алевролитистые глинисто-кремнистые сланцы, тонкослоистые и массивные.

К северу от рассматриваемого района на северном крыле Бельгаинской синклинали в песчаниках, залегающих близ границы средней и верхней подсвит тастауской свиты, автором и Н. М. Давыдовым в 1962 г. собраны *Helena conciliata* Zal., *H.* cf. *volnovakhia* Zal., *Knorria microcostata* Zal., характеризующие, по мнению определившей их А. Л. Юриной, верхи фауны либо низы турне. Эти органические остатки, а также стратиграфическое положение тастауской свиты между живетским и визейским ярусами, установленное на ряде участков в Джунгарском Алатау, позволяет относить ее к верхнему девону — турне.

Охарактеризованные отложения девона — турне хорошо сопоставляются в крыльях Улендинского, Актуминского и Бельгаинского разломов, что облегчает изучение строения складчатых структур и смещений по разломам.

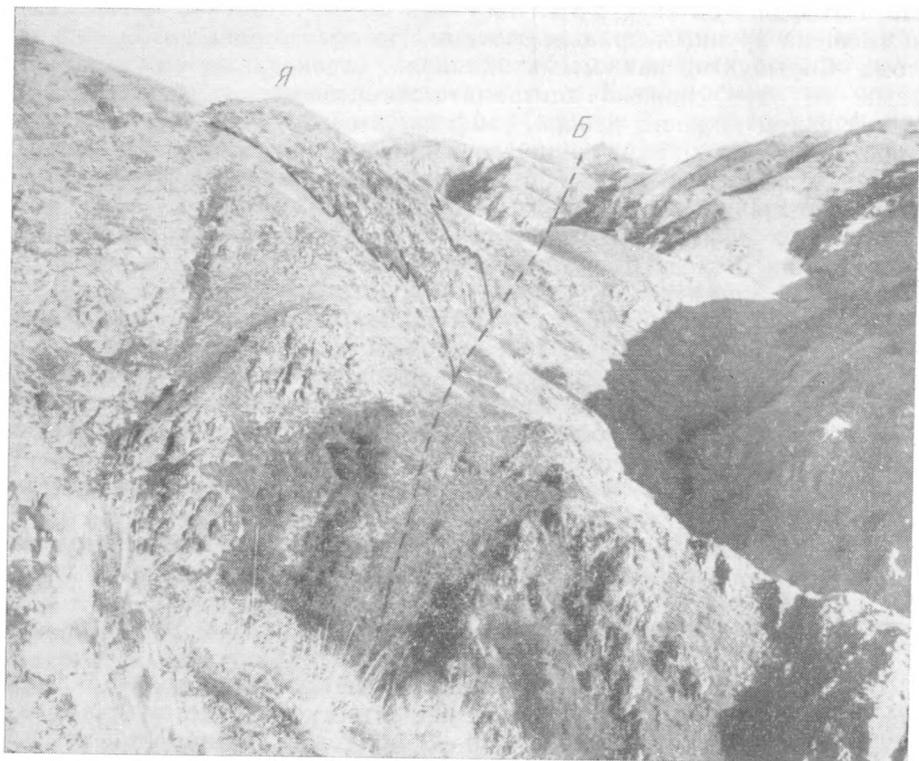
По Улендинскому разлому ось Сарыбукторской мегантиклинали смещена крупным правым сдвигом. По обе стороны от названного разлома Сарыбукторская мегантиклиналь характеризуется сходными чертами: ее ядро сложено алевролитом-сланцевыми отложениями саркандской свиты нижнего девона — эйфеля, в верхах которой повсеместно прослеживается маркирующий горизонт мощностью до 200—300 м с большим количеством линз известняков. Этот горизонт наблюдается на обоих крыльях Сарыбукторской мегантиклинали как к западу, так и к востоку от Улендинского взбросо-сдвига; на разных участках в нем собрана фауна. Вследствие этого можно надежно оконтурить ядро Сарыбукторской мегантиклинали, ширина которого непосредственно у Улендинского взбросо-сдвига незначительно различается в его боках: в юго-западном из них она несколько бóльшая, нежели в северо-восточном; такие соотношения указывают на незначительные, не превышающие нескольких сотен метров, вертикальные смещения по разлому.

Таким образом, по Улендинскому правому взбросо-сдвигу юго-западный блок оказался сдвинутым относительно северо-восточного на расстояние около 10 км. Более мелкие складчатые дислокации, осложняющие Сарыбукторскую мегантиклиналь, не соответствуют друг другу по обе стороны от Улендинского разлома; по-видимому, их формирование происходило в какой-то мере одновременно с перемещениями блоков и в каждом из них — самостоятельно.

Бельгаинский и Актуминский разломы также являются правыми взбросо-сдвигами.

Бельгаинский разлом смещает ось Бельгаинской синклинали; на ее южном крыле в середине средней подсвиты тастауской свиты прослеживается мощный (до 40—80 м) прослой красноцветных яшм, который севернее Карасая резко срезается Бельгаинским разломом (фиг. 19, см. также фиг. 18). По другую сторону от разлома этот же прослой яшм выходит в 5 км юго-восточнее Карасая, также залегает в средней части средней подсвиты тастауской свиты и достигает мощности 40—50 м. При этом на расстоянии около 15—20 м от плоскости сместителя наблюдаются приразломные изгибы простирающихся вертикально залегающих слоев яшм и сланцев от субширотных (аз. 85°) до запад-северо-западных (аз. 300°), в соответствии с правым сдвигом. В 3 км южнее Карасая вдоль Бельгаинского разлома наблюдается узкий (100—200 м) чечевицеобразный в плане блок с залегающими в нем этими же красноцветными яшмами средней подсвиты тастауской свиты, который, очевидно, откололся от одного из крыльев Бельгаинского разлома. Амплитуда горизонтальных смещений по последнему достигает 4—6 км, вертикальные смещения не поддаются точному определению, скорее всего они невелики и не превышают нескольких сотен метров.

Близкими амплитудами характеризуется и Актуминский разлом. К западу от него Бельгаинская синклинали не прослеживается, а вместо нее наблюдается несколько сближенных более узких (порядка 1—3 км) складок, нарушенных продольными разломами. Вследствие этого характерные для средней подсвиты тастауской свиты красноцветные яшмы здесь неоднократно выходят на крыльях складок и распространены на значительной площади (см. фиг. 17). К западу от Улендинского взбросо-сдвига мощные прослои и линзы этих красноцветных яшм прослеживаются на значительное расстояние (см. фиг. 17). Н. А. Афоничев (1960б) и другие исследователи, а основываясь на их данных А. Х. Иванов и автор (1964), считали, что красноцветные яшмы в этой полосе выходят на крыльях сильно сжатой Тастауской синклинали, которую можно было рассматривать как продолжение Бельгаинской. Однако детальные геологические съемки В. А. Буша и Н. И. Фи-



Фиг. 19. Бельгаинский взбросо-сдвиг на левом склоне Карасая, видны красные яшмы (Я), срезанные линией разлома (Б)

латовой в 1964 г. не подтвердили этой точки зрения и позволили прийти к выводу, что красноцветные породы в общем залегают моноклинально и лишь на отдельных участках собраны в небольшие складки.

Таким образом, пликативные дислокации существенно различаются в отдельных блоках: к востоку от Актуминского взбросо-сдвига располагается Бельгаинская синклиналь, к западу от него на ее месте находятся несколько более мелких сближенных складок, нарушенных продольными разломами, еще западнее, за Улендинским разломом, устанавливается в общем моноклинальное залегание пород, лишь локально осложненное складками (см. фиг. 17). По-видимому, перечисленные пликативные дислокации формировались самостоятельно в отдельных блоках и, возможно, в какой-то мере одновременно с горизонтальными движениями по разломам.

Охарактеризованные взбросо-сдвиги приурочены к крупному дугообразному изгибу Сарыбукторской мегантиклинали Центрально-Джунгарского антиклинория, простирание оси которой изменяется от востока-северо-восточного на западе до запад-северо-западного на востоке. Движения по разломам, по-видимому, начались параллельно с формированием отмеченного дугообразного изгиба и ряда складчатых структур, многие из которых развивались самостоятельно в каждом из блоков. Этим, вероятно, можно в какой-то мере объяснить затухание амплитуд перемещений по разломам в их северо-западной части, однако выяснение характера окончаний рассмотренных взбросо-сдвигов (В. А. Буш на северо-западном окончании Бельгаинского взбросо-сдвига близ р. Ргайты наблюдал сопряженные с ним пологие малоамплитудные надвиги) требует дальнейших исследований.

Сравнение рассмотренного района с участком близ Дурной речки позволяет предположительно определить сдвиг по Главному Джунгарскому разлому.

В осевой части Бельгаинской синклинали, непосредственно близ Джунгарского разлома, в составе верхней подсвиты тастауской свиты преобладают монотонные серые и зеленовато-серые глинисто-кремнистые сланцы. В их верхах на северном крыле синклинали залегают сургучно-красные, вишнево-красные и зеленые массивные и тонкополосчатые яшмы, сопровождающиеся маломощными (1—5 м) покровами андезитовых порфиритов и характерными светло-зелеными до мучнисто-белых глинисто-хлоритовыми сланцами, выделяющимися белыми полосами на аэрофотоснимке и на местности. Мощность этих пестроцветных пород варьирует от 20 до 60 м, по простиранию они прослеживаются на 2,5 км и срезаются Джунгарским разломом, будучи непосредственно близ него нарушены небольшим опережающим правым сдвигом амплитудой около 0,5 км (см. фиг. 18, 63). По направлению к западу в составе верхней подсвиты тастауской свиты появляются в значительном количестве темно-серые до черных алевролиты с тонкими линзочками ржаво-серых известняков.

В северо-восточном крыле Джунгарского разлома, в районе Дурной речки, верхняя подсвита тастауской свиты представлена серыми и зеленовато-серыми глинисто-кремнистыми сланцами, которые к юго-востоку переходят в темно-серые до черных алевролиты и алевролитистые кремнисто-глинистые сланцы с редкими линзочками известняков. Эти породы образуют здесь изоклиналиную синклиналиную складку, оба крыла которой падают к юго-востоку под углами 80—90°, а ось прослеживается в северо-западном направлении. На северо-восточном крыле синклинали в верхах толщи близ Джунгарского разлома залегают сургучно-красные, вишнево-красные и зеленые яшмы, сопровождающиеся мучнисто-белыми хлорито-глинистыми сланцами и туфами порфиритов; мощность их варьирует от 20 до 50 м. Такие же яшмы и сланцы, но менее мощные (до 1—6 м) наблюдаются изредка и на юго-западном крыле складки. Последняя весьма сходна с осевой частью Бельгаинской синклинали, которая близ Джунгарского разлома также является изоклиналиной: оба ее крыла падают к юго-западу под углами 75—90°, а субширотная ось в зоне Джунгарского разлома приобретает северо-западное простирание.

В то же время в юго-западном крыле Джунгарского разлома, на участке от Дурной речки до р. Токты, не наблюдается среднепалеозойских отложений, сходных и по составу и по характеру дислоцированности с вышеописанной толщей к северо-востоку от линии разлома. По направлению от оси Сарыбукторской мегантиклинали к югу, до Дурнореченской синклинали, происходит последовательная смена выходов отложений живета, верхнего девона, турне, визе и намюра — среднего карбона, разделенных стратиграфически согласными либо тектоническими контактами. При этом породы девона и турне простираются в субширотном направлении и падают к югу под углами 60—80°, в их разрезе преобладают алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков. Отложения визе и намюра — среднего карбона близ Джунгарского разлома приобретают запад-северо-западные простирания и падают к оси Дурнореченской синклинали под углами 50—70°; визе представлен известковистыми песчаниками, алевролитами и известняками, а в составе намюра — среднего карбона преобладают известняки.

В районе Дурной речки, по-видимому, наблюдается осевая часть смещенной по Джунгарскому разлому Бельгаинской синклинали, и на основании этого амплитуда правого сдвига определяется примерно в 30 км.

В. А. Буш, В. К. Дмитриева и Н. И. Филатова (1968) высказали мнение, что предполагаемая амплитуда горизонтального смещения по Джунгарскому разлому завышена и не превышает 3—4 км. Они отметили, что в северо-восточном блоке в районе Дурной речки в составе палеозойских отложений наблюдаются кремнистые гравелиты, которые в противоположном блоке развиты на правом берегу р. Чиндалы. Однако в северо-восточном блоке кремнистые гравелиты имеют незначительное распространение и образуют маломощные линзы, аналогичные которым, кстати сказать, наблюдались и в осевой части Бельгаинской синклинали. В целом же развитые здесь палеозойские отложения резко отличаются от одновозрастных отложений правобережья р. Чиндалы, в которых в значительном количестве присутствуют песчаники и нет красноцветных яшм. Наоборот, отложения северо-восточного блока и осевой части Бельгаинской синклинали аналогичны по составу, а развитые в них красноцветные яшмы обнаруживают сходство даже в деталях, сопровождаемая характерными для обоих участков светло-серыми до белых хлоритовыми сланцами.

Учитывая незначительные размеры выходов среднепалеозойских образований в северо-восточном крыле Главного Джунгарского разлома, полученную величину горизонтального смещения нельзя считать строго доказанной. Однако если принять во внимание, что по каждому из оперяющих его здесь Бельгаинскому, Актуминскому и Улендинскому разломам амплитуды сдвигов составляют от 4 до 10 км, а по Главному Джунгарскому разлому правобоковое смещение только за четвертичный период, вероятно, близко к 7—10 км (что подробно рассматривается в следующей главе), то общая 30-километровая амплитуда сдвига представляется весьма вероятной.

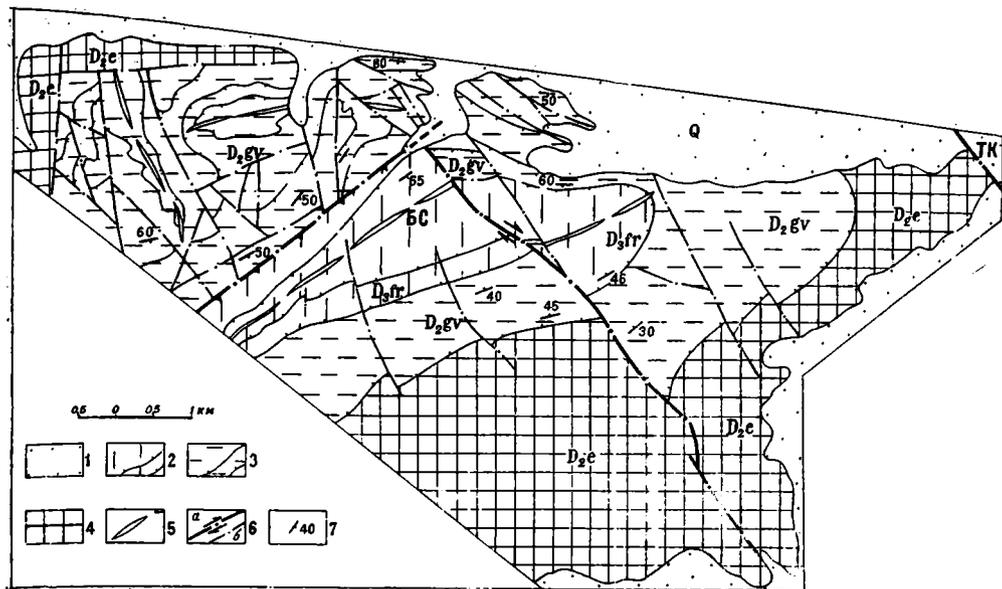
Возможно, именно сдвигами объясняется установленное по аэромагнитным данным смещение по Джунгарскому разлому примерно на 25—30 км линии Барлык-Алакольского глубинного шва, разграничивающего Илийско-Балхашский вулканический пояс и Джунгарскую миогеосинклинали.

Все же ввиду того что северо-восточный блок большей частью перекрыт рыхлыми кайнозойскими отложениями, вывод о крупной, порядка 30 км, амплитуде сдвига следует рассматривать как предположительный, тем более остается неясным, смещалось ли на такое расстояние все северо-восточное крыло относительно юго-западного либо только отдельные блоки в его пределах.

ВЗБРОСО-СДВИГИ, ПОКРОВЫ И ЗОНЫ СМЯТИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОКОНЧАНИИ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА В ПРИБАЛХАШЬЕ

На северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье прослеживается большое число оперяющих его разрывных нарушений северо-западного и запад-северо-западного простираний, изредка отклоняющихся к субмеридиональным. Взбросо-сдвиги и сдвиги по этим разломам Джунгарской системы установлены В. В. Галицким в 1956 г., а затем подтверждены данными детальной геологической съемки А. К. Мясникова в 1963 г. и исследованиями автора. Наиболее отчетливо они наблюдаются в пределах в общем просто построенной Бесобинской синклинали.

Сдвиг в северо-восточной части Бесобинской синклинали смещает ее ось в правобоковом направлении более чем на 1 км (фиг. 20). Характерна резко выраженная криволинейность разлома на отдельных участках, где, по-видимому, плоскость сместителя вылаживается и наклонена к юго-западу (фиг. 21).



Фиг. 20. Схема строения Бесобинской синклинали на северо-восточном центриклинальном замыкании (по А. К. Мясникову, с изменениями)

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — франкийский ярус — песчаники, алевролиты, туфы, туфопесчаники, гравелиты; 3 — живетский ярус — алевролиты, песчаники, туффиты, туфы, известняки; 4 — эйфельский ярус — туффиты, туфы, алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки; 5 — оси синклиналей; 6 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные, стрелками — направление сдвигов; 7 — элементы залегания слоев; ТК — Тюлькуламский разлом; БС — ось Бесобинской синклинали

Палеозойские отложения, участвующие здесь в строении Бесобинской синклинали, представлены эйфельским и живетским ярусами на ее крыльях и франкским ярусом в ядре.

В составе отложений *эйфельского яруса* выделяются три толщи, хорошо различающиеся на местности и аэрофотоснимках. Нижняя толща характеризуется разнообразным составом и сложена темно- и светло-серыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, кремнистыми породами и пепловыми туфами, туфопесчаниками и туффитами. Средняя толща мощностью около 500 м отличается преобладанием светло-серых до белых сильно известковистых песчаников, алевролитов, гравелитов и известняков. В ее кровле обычно прослеживается выдержанный горизонт темно-серых до черных известняков мощностью 15—20 м. Верхняя толща мощностью около 400 м имеет монотонный состав и представлена темно-серыми и коричневато-серыми алевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами и туфопесчаниками¹.

Живетский ярус представлен темно-серыми и коричневато-серыми алевролитами, в меньшей мере песчаниками, туфами и туфопесчаниками. В их основании прослеживается горизонт темно-серых известковистых песчаников, переходящих в песчаные известняки мощностью до 80—100 м, а в средней части на аэрофотоснимках выделяется примерно такой же мощности горизонт тонкопереслаивающихся светло- и темно-серых алевролитов, туфов и туффитов, реже песчаников.

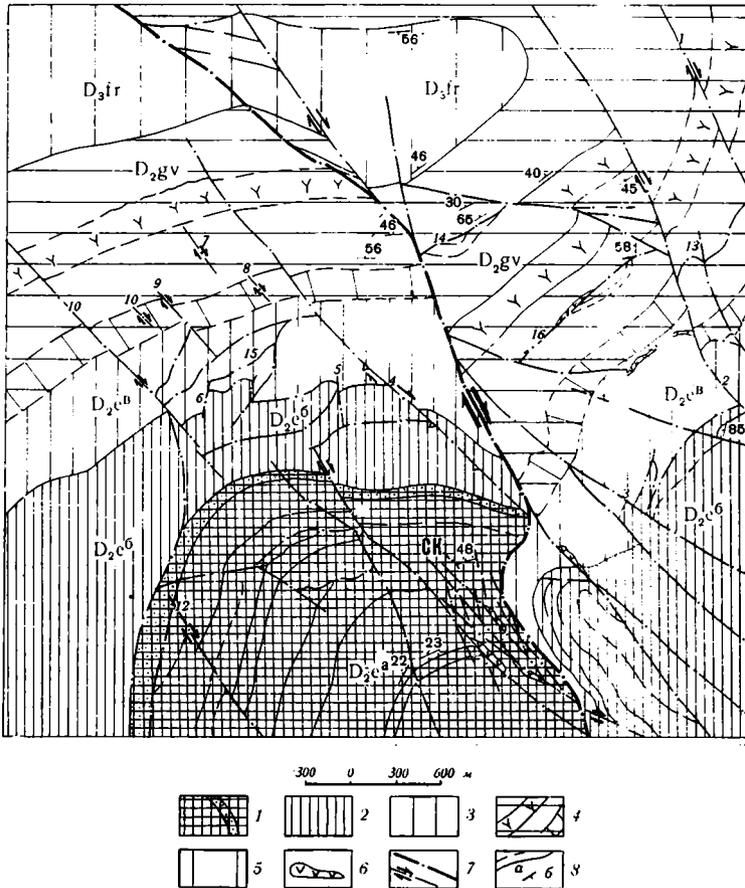
Франкийский ярус в нижней части представлен зеленовато-, желтовато- и темно-серыми грубоплитчатыми алевролитами, а выше по разрезу —

¹ Из трех толщ эйфельских отложений, выделенных только на рассматриваемом ограниченном по площади участке, нижняя толща соответствует нижнему подъярусу, а средняя и верхняя — верхнему подъярусу эйфельского яруса, по стратиграфической схеме Л. И. Каплуня и А. К. Мясникова, разработанной в 1963 г.

преимущественно песчаниками, туфами, туфопесчаниками, гравелитами. Мощность франских отложений близка к 900 м.

Бесобинская синклинали на рассматриваемом участке хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках, а в слагающих ее палеозойских отложениях выделяются маркирующие горизонты. В связи с этим строение складчатой структуры и смещения по разломам наблюдаются отчетливо.

Ядро и ось Бесобинской синклинали смещены правым сдвигом примерно на 1200 м, при этом в северо-восточном блоке ядро складки в плане несколько уже, чем в противоположном юго-западном блоке, что свидетельствует о незначительных вертикальных перемещениях: северо-восточный блок оказался несколько приподнятым относительно юго-западного. По всей вероятности, в связи с горизонтальными движениями по сдвигу ядро Бесобинской синклинали, образованное франскими отложениями, было несколько надвинуто по продольному взбросу на се-



Фиг. 21. Взброс-сдвиги и сдвиги, секущие Бесобинскую синклинали близ северо-восточного замыкания (карта по аэрофотоснимку)

1 — 3 — эйфельский ярус: 1 — нижняя толща — песчаники, конгломераты, алевролиты, кремнистые породы и пепловые туфы, туффиты, туфопесчаники, 2 — средняя толща — известковистые песчаники, алевролиты, гравелиты, линзы известняков, 3 — верхняя толща — алевролиты, кремнистые алевролиты, туффиты, туфопесчаники; 4 — живетский ярус — алевролиты, песчаники, туффиты, туфы, известняки, в основании — горизонт известковистых песчаников и известняков, в средней части — горизонт тонкопосчатых туффитов, алевролитов, яшмовидных пород; 5 — франский ярус, в низах — грубоплитчатые алевролиты, в верхней части — песчаники, туфопесчаники, туфы, гравелиты и алевролиты; 6 — дайки диорит-порфиритов; 7 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов, жирной линией — главный сдвиг; 8 — простираания (а) и элементы залегания слоев (б); СК — зона скальвания

веро-западное крыло, которое оказалось раздробленным на мелкие блоки, и в некоторых из них сформировались небольшие, шириной в десятки и первые сотни метров, складки (см. фиг. 20). Здесь же ядро Бесобинской синклинали приобрело асимметрию в поперечном профиле: к северо-западу от ее оси углы наклона слоев крутые, близкие к вертикальным (до $60-90^\circ$), а к юго-востоку — пологие ($10-30^\circ$); осевая плоскость запрокинута к юго-востоку.

Иной характер смещений устанавливается по взбросо-сдвигу близ юго-западного окончания Бесобинской синклинали. Взбросо-сдвиг (см. фиг. 22, 1) прослеживается по тальвегу сая и седловинкам в рельефе; плоскость сместителя круто, под углами, близкими к $70-80^\circ$, наклонена к запад-юго-западу.

На этом участке палеозойские отложения представлены фаменским ярусом на крыльях Бесобинской синклинали и турнейским ярусом в ее ядре.

В *фаменских отложениях* на местности и аэрофотоснимках выделяются четкие маркирующие горизонты. На переслаивающиеся песчаники, алевролиты и туфы, развитые в средней части фаменского яруса, ложатся монотонные темно-серые до черных массивные алевролиты мощностью около 80 м, прослеживающиеся темной полосой на аэрофотоснимке. Их перекрывают светло-серые до белых окремненные пепловые туфы мощностью 15 м, образующие гривку в рельефе. Над ними залегают темно-серые массивные и плитчатые алевролиты мощностью около 90 м, в свою очередь перекрытые пачкой тонкопереслаивающихся алевролитов и песчаников мощностью около 100 м.

В *вышележащих турнейских отложениях* в основании залегают темно-серые до черных монотонные алевролиты мощностью около 200 м; они перекрыты мощной пачкой алевролитов и песчаников, в низах которой прослеживаются тонкие (до 0,5—5 м) линзы гравелитов и конгломератов, а выше по разрезу присутствуют мощные (до 100 м) слои светло-серых и желто-серых окремненных пепловых туфов, которые выделяются на аэрофотоснимках белыми полосками.

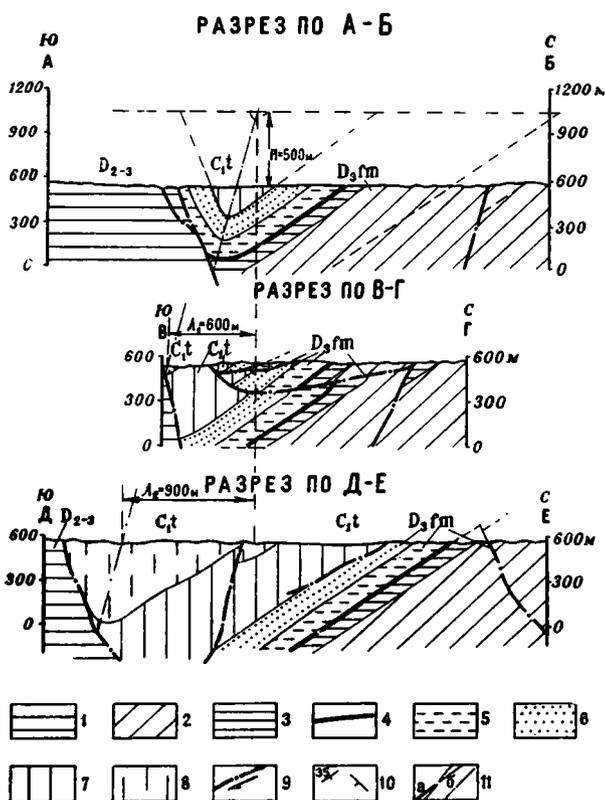
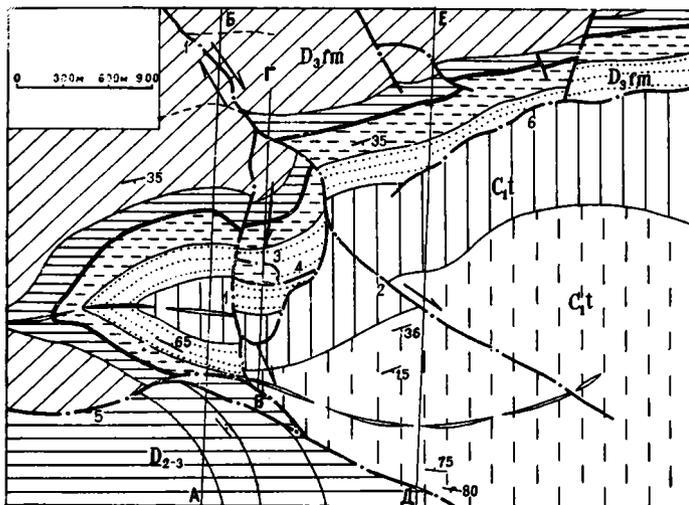
Строение Бесобинской синклинали и смещения по разломам хорошо видны на аэрофотоснимках.

Бесобинская синклиналь на рассматриваемом участке асимметрична в поперечном профиле: ее северо-западное крыло пологое ($30-35^\circ$), а юго-восточное крутое, с углами наклона слоев до $60-80^\circ$.

Видимое в плане смещение слоев северного крыла Бесобинской синклинали по взбросо-сдвигу (см. фиг. 22, 1), на первый взгляд, левостороннее, однако ее ось смещена в правокозовом направлении; правосторонний характер горизонтальных смещений подтверждается также и приразломными дугообразными подворотами простираний слоев. Кажущееся несоответствие легко объясняется вертикальными перемещениями, которые можно рассчитать графически. В восточном боке разлома ядро Бесобинской синклинали, образованное породами турне, гораздо шире, чем в противоположном блоке. При наблюдаемых углах наклона слоев западный блок разлома должен быть опущен на 500 м (см. фиг. 22, разрез по А—Б), чтобы размеры ядра складки по разные стороны разлома соответствовали¹.

Таким образом, по рассматриваемому взбросо-сдвигу его западное крыло было приподнято относительно восточного на 500 м. Отсюда можно уточнить амплитуду горизонтального смещения. Ядро Бесобинской синклинали к западу от взбросо-сдвига асимметрично в

¹ Приведенный графический расчет, строго говоря, не учитывает наклона плоскости сместителя, которым в данном случае можно пренебречь, во-первых, из-за его крутизны и, во-вторых, потому, что слои на северном крыле складки простираются западнее линии разлома почти перпендикулярно к ней.



Фиг. 22. Взбросо-сдвиги и покровно-сдвиговые дислокации на юго-западном замыкании Бесобинской синклинали

1 — средний — верхний девон — туфопесчаниковые отложения; 2—5 — фаменский ярус: 2 — песчаники, алевролиты, туфы. 3 — массивные алевролиты, 4 — окремненные пеллоидные туфы. 5 — массивные и плитчатые алевролиты. 6 — песчаники, алевролиты; 7, 8 — турнейский ярус: 7 — преимущественно алевролиты; 8 — песчаники, гравеллиты, алевролиты, яшмовидные породы; 9 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов; 10 — элементы залегания слоев; 11 — ось Бесобинской синклинали на карте (а) и на разрезах (б)

поперечном профиле: северное крыло наклонено под углами 30–35°, а южное — под углами 60–65°. В соответствие с этим осевая плоскость падает в южном направлении под углом 75°, и до смещения по разлому ось складки здесь располагалась в 100 м севернее ныне наблюдающейся. Следовательно, амплитуда сдвига составляет 900 м, из которых 300 м приходится на плавное приразломное изгибание оси синклинали в восточном крыле разлома.

Таким образом, амплитуда горизонтального смещения правого взбросо-сдвига достигает 900 м, а амплитуда вертикального перемещения — 500 м. Значительное вертикальное перемещение и обусловило «ложный левый сдвиг» выходов слоев на пологом северо-западном крыле Бесобинской синклинали.

Расположенный здесь же разлом (см. фиг. 22, 2), судя по приразломным дугообразным подворотам простирающихся слоев, также является правым взбросо-сдвигом, видимо, небольшой, порядка 100–200 м, амплитуды и горизонтальных и вертикальных смещений.

Между обоими взбросо-сдвигами (см. фиг. 22, 1, 2) к ним прилежит небольшой тектонический покров длиной около 1 км, шириной 300–400 м, в свою очередь осложненный еще более мелкими покровами, ограниченными разломами (см. фиг. 22, 3, 4). Покровы представляют собой пластины, сорванные с крыла Бесобинской синклинали и затащенные к юго-востоку вдоль взбросо-сдвига. В их пределах отложения фамена залегают с такими же углами падения, как и в автохтоне, и представлены аналогичными четко выраженными маркирующими горизонтами, благодаря чему горизонтальное перемещение покровов четко определяется и не превышает 0,5–0,6 км.

Интересно, что правый взбросо-сдвиг (см. фиг. 22, 2), судя по смещению прилежащего к нему рассмотренного покровного «лоскута», следует считать левобокковым; отсюда видно, насколько важно учитывать покровные смещения при изучении направления движений по сдвигам.

В связи с горизонтальными движениями блоков, вероятно, сформировалась асимметрия поперечного профиля Бесобинской синклинали: ее осевая плоскость на этом участке опрокинута к северо-западу, а ядро складки, сложенное турнейскими отложениями, оказалось надвинутым по продольному взбросу на среднедевонские породы ее юго-восточного крыла.

Кроме охарактеризованных сдвигов и взбросо-сдвигов, в пределах Бесобинской синклинали широко развиты многочисленные мелкие разрывы и трещины. Особенно широко распространены разрывные нарушения северо-западного направления (см. фиг. 21, 1–12), которые большей частью отличаются прямолинейными в плане, близкими к вертикальным плоскостям сместителей и являются малоамплитудными, почти всегда правыми взбросо-сдвигами. Часто наблюдаются параллельные им ровные прямолинейные трещины скальвания, выраженные обычно темными, густо заросшими травой полосками на склонах; длина их варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров. Вдоль правого сдвига, пересекающего Бесобинскую синклинали в ее северо-восточной части, располагается зона скальвания (см. фиг. 21, СК) шириной 300–400 м и длиной до 1 км, выраженная тесно оближенными (на 5–30 м) трещинами скальвания северо-западного направления, многие из которых выполнены дайками диорит-порфиритов и кальцитовыми жилами.

В тесной связи с секущими сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западных направлений развиты продольные малоамплитудные взбросы и надвиги северо-восточных и субгоризонтальных простирающихся (см. фиг. 21, 13–16; фиг. 22, 6). Ширина перекрытия по ним невелика и обычно не превышает первых сотен метров, что обуславливает выпадение из раз-

резов среднепалеозойских отложений отдельных пачек слоев или горизонтов. Нередко продольные взбросы и надвиги сопряжены с секущими сдвигами, образуя вместе с ними небольшие динамопары, по терминологии А. И. Суворова (1961): смещения по сдвигам соответствуют направлению перекрытий по надвигам (см. фиг. 22).

Хотя отмеченные дизъюнктивные нарушения очень широко распространены в Бесобинской синклинали, они, вследствие небольших амплитуд смещений, не затушевывают ее простого строения.

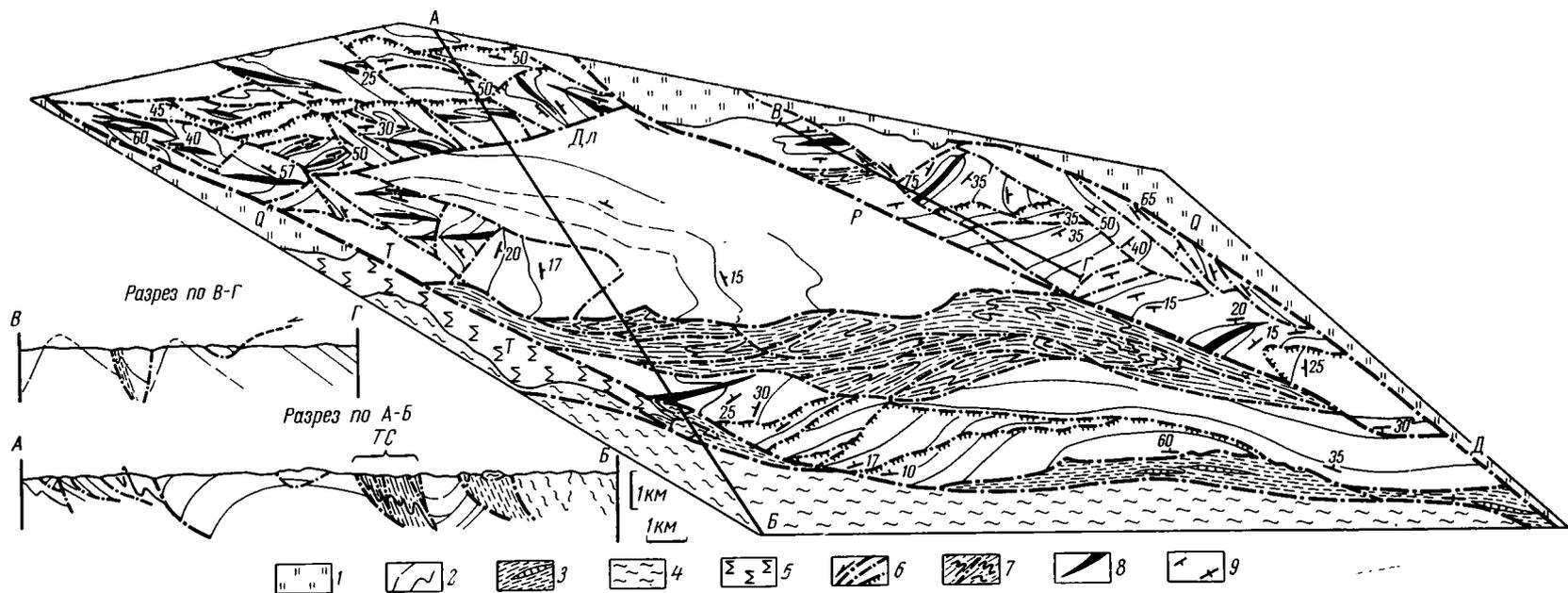
Большую роль в строении варисской структуры приобретают Тюлькуламский, Родниковый и Северо-Тюлькуламский разломы, осложняющие Беркаринскую мегантиклиналь. В отличие от более мелких дизъюнктивных нарушений они протягиваются на значительное расстояние от Главного Джунгарского до Барлык-Алакольского разлома (см. фиг. 3). Эти нарушения четко выражены на аэрофотоснимках и на местности; они прослеживаются седловинками в рельефе, невысокими уступами либо прямолинейными тальвегами саев и характеризуются близкими к вертикальным углами наклона плоскости сместителя к юго-западу. Складки и продольные разрывные нарушения, осложняющие Беркаринскую мегантиклиналь, не переходят из одного их крыла в другое и в каждом из блоков формировались самостоятельно. По-видимому, по аналогии с Улендинским, Актуминским и Бельганским взбросо-сдвигами можно полагать, что по рассматриваемым разломам также произошли горизонтальные смещения значительной амплитуды. Они сопровождаются сопряженными с ними надвигами, зонами смятия, покровами и сложно построенными блоково-складчатými дислокациями, наиболее четко выраженными в районе горы Тюлькулам (фиг. 23). Здесь к югу от Тюлькуламского разлома выступает каледонский складчатый комплекс, представленный сжатыми плейчатými складками в яшмово-диабазовых породах итмурундинской и казыкской свит рифея — нижнего палеозоя и близкими к изоклиналиным складками в сланцах нижнего силура, которые развиты в мелких блоках, прилегающих к Тюлькуламскому разлому. К северу от последнего наблюдается варисский складчатый комплекс в терригенно-туфогенных отложениях нижнего — среднего девона, смятых в складки разных порядков и разбитых разломами на блоки.

В целом рассматриваемый участок зоны Джунгарского разлома характеризуется ярко выраженным блоковым строением.

Каледонский складчатый комплекс по Тюлькуламскому разлому надвинут к северу на складки в нижне-среднедевонских породах. К югу от названного разлома породы итмурундинской и казыкской свит рифея — нижнего палеозоя на ряде участков тектонически перекрывают нижнесилурийские сланцы и образуют два небольших покрова (см. фиг. 23, разрез по А—Б).

Южный покров шириной до 0,4 км и длиной свыше 1 км сложен характерными для итмурундинской свиты темно-серыми до черных очень монотонными массивными мелкозернистыми песчаниками, диабазовыми порфиритами и афиритами. Разлом, ограничивающий покров с юга, характеризуется почти горизонтальным залеганием плоскости сместителя. Несколько севернее наблюдается еще один небольшой покров, представляющий собой экзотическую скалу (длиной до 400 м и шириной около 100 м) характерных для казыкской свиты светло-серых и розово-серых массивных и грубослоистых кремнистых сланцев и яшмовидных пород. В автохтоне под обоими покровами развиты стоящие на головах алевролиты и сланцы нижнего силура.

К северу от Тюлькуламского разлома прослеживаются как бы ответвляющиеся от него малоамплитудные взбросы и надвиги. Они характеризуются извилистыми в плане линиями выхода сместителей и обра-



Фиг. 23. Взбросо-сдвиги, блоково-складчатые дислокации и зоны смятия у слияния Тюлькуламского и Главного Джунгарского разломов в районе горы Тюлькулам

1 — четвертичные отложения; 2 — варисский складчатый комплекс — линейные и брахиформные складки в туфогенно-терригенных отложениях нижнего — среднего девона, линиями — маркирующие слои и линзы; 3, 4 — каледонский складчатый комплекс — сжатые, близкие к изоклиналим складки в известняково-сланцевых отложениях нижнего силура (3) и плитчатые складки в метаморфизованных яшмово-кремнистых и вулканогенных породах казыкской и игмурундинской свит рифея — нижнего палеозоя (4); 5 — ультрабазиты; 6 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов, бергштрихами — наклон пологих сместителей; 7 — зоны смятия (близкие к изоклиналим складки течения и рассланцевание); 8 — оси складок; 9 — элементы залегания слоев наклонные и вертикальные.
 Разломы: Д — Главный Джунгарский, Р — Родниковый, Т — Тюлькуламский, Дл — Долинный; ТС — Восточно-Тюлькуламская зона смятия

зуют «треугольники» в рельефе, отличаясь пологими наклонами плоскости сместителя к югу. В блоках между ними отложения нижнего — среднего девона большей частью моноклинально наклонены к северу и северо-западу под углами от 10 до 40—60°, простираются их нередко различаются в смежных блоках, торцово сочленяющихся по разломам.

Далее к северу прослеживается Восточно-Тюлькуламская зона смятия, вытянутая на 20 км, при ширине около 1,5—2 км. В ее пределах развиты сильно сжатые, близкие к изоклинальным складки течения (продольного расплющивания) подобного типа длиной от 0,2—0,4 до 1—2 км, шириной обычно в сотни метров. Углы падения на их крыльях близки к вертикальным, варьируя от 60 до 90°. Часто складки зажаты между продольными круто падающими разломами субширотных простираций. Повсеместно в зоне смятия отложения нижнего — среднего девона интенсивно расщеплены близким к вертикальному, иногда круто (70—80°) падающим к югу кливажем.

К северу от зоны смятия наблюдается фрагмент периклинального замыкания крупной антиклинальной складки, просто построенного и очень хорошо выраженного на аэрофотоснимках.

К северо-западу от этого фрагмента антиклинали наблюдается большое число мелких тектонических блоков между взбросо-сдвигами северо-западного направления и взбросами и надвигами субширотных и северо-восточных простираций. Плоскости сместителей ряда разрывных нарушений даже в условиях слабо расчлененного мелкоопочника образуют хорошо выраженные «треугольники» в рельефе и отличаются пологими (до 20—40°) наклонами к югу и юго-востоку. Отдельные блоки различаются простирациями и характером дислоцированности развитых в них отложений нижнего — среднего девона, которые либо залегают моноклинально, под углами 30—50°, либо собраны в складки субширотных, восток-северо-восточных и запад-северо-западных простираций (см. фиг. 23). Складки в каждом из блоков развивались самостоятельно и не выходят за их пределы, различаясь морфологией и простирациями осей. На значительном расстоянии эти складчато-блоковые дислокации оборваны разломом (см. фиг. 23, Дл), проходящим по безымянной долине с родниками; не исключено, что надвиганием по последнему юго-восточного блока к северо-западу и было обусловлено формирование сложной мозаичной мелкоблоковой зоны.

Таким образом, рассмотренная часть участка, расположенная к юго-западу от Родникового разлома, отличается особенно сложным дискретно-блоковым строением.

Охарактеризованные дислокации резко оборваны Родниковым разломом и не продолжают в его северо-восточный блок, где на значительной площади прослеживается асимметричная антиклиналь в нижне-среднедевонских отложениях, смещенная правым сдвигом на 2 — 2,5 км (см. фиг. 23, разрез по В—Г). Эта антиклиналь, вероятнее всего, является ядром Беркаринской мегантиклинали в целом и характеризуется крутым (до 70—80°) северным и более пологим (35—40°) южным крыльями; ее ось к юго-западу от сдвига проходит в субширотном, а в противоположном блоке — в восток-северо-восточном направлении, причем здесь ее южное крыло осложнено двумя небольшими, несколько смещенными друг относительно друга покровными блоками. Ограничивающие их с севера разломы выражены полого подающими к югу плоскостями сместителей и прослеживаются извилистыми в плане линиями, по которым наблюдается резкое торцовое сочленение отложений автотона и аллохтона, различающихся простирациями слоев (см. фиг. 23).

К юго-западу от линии правого сдвига с ним сопряжен небольшой взброс, висячем боку которого образовалась узкая (до 0,5 км) зона смятия, отчетливо выраженная мелкими изоклинальными складочками

течения (продольного расплющивания) и рассланцеванием (см. фиг. 23, разрез по В—Г).

Особенности строения рассмотренного участка зоны Джунгарского разлома свидетельствуют о формировании варисской структуры в условиях субмеридионального сжатия, правых сдвигов по разломам Джунгарской системы и общего движения масс к северу. Это доказывается преобладающим субширотным простиранем осей складок и зон смятия, направлением смещений по сдвигам, преимущественным наклоном к югу сместителей взбросов и надвигов и наблюдающимся местами некоторым опрокидыванием осевых плоскостей складок к северу.

Дискретно-блоковым строением участка, по-видимому, обусловлено весьма неравномерное проявление в разных частях складкообразующих сил сжатия, что, вероятно, способствовало формированию приразломных зон смятия. Опытами установлено, что вязкость пород сильно уменьшается с возрастанием напряжений, так, например, в ряде опытов с увеличением касательных напряжений в 1,25 раза вязкость глинистого сланца уменьшалась в 5 раз (Гзовский, 1959). Чаще всего вязкость и интенсивность касательных напряжений находятся в близкой к экспоненциальной зависимости (Гзовский, 1959). Таким образом, сравнительно небольшое увеличение напряжений в зоне разлома может обусловить значительное снижение вязкости, чем, по-видимому, и объясняется развитие сильно сжатых складок течения (продольного расплющивания) в зонах смятия, приуроченных к отдельным разрывным нарушениям.

В. Я. Кошкин (1965), охарактеризовав зоны смятия Присаякского района, высказал мнение об их формировании вдоль сдвигов. Однако рассмотренные выше зоны смятия близ горы Тюлькулам тяготеют к разломам типа взбросов или надвигов, причем оси складок течения и сланцеватость в их пределах ориентированы вдоль линий разрывных нарушений. Гораздо реже наблюдались зоны смятия, приуроченные к сдвигам и обычно отличающиеся незначительными размерами и невыдержанными простиранями осей складок течения, прихотливо изгибающихся в плане.

В рассмотренном районе на северо-западном окончании Джунгарского разлома, так же как и в бассейне р. Токты, смещения по сдвигам и взбросо-сдвигам происходили непосредственно вслед за формированием варисских складчатых структур. Так, сформировавшаяся Бесобинская синклиналь была смещена по секущим сдвигам и взбросо-сдвигам, причем вдоль некоторых из них образовались усложняющие ее мелкие складки.

Однако в блоках между Тюлькуламским и Джунгарским разломами формирование складок в значительной мере происходило на фоне движений по крупным взбросо-сдвигам и в каждом из блоков самостоятельно. Последующие движения по взбросо-сдвигам, а также сопряженным с ними взбросам и надвигам привели к дальнейшему усложнению складчатой структуры и весьма неравномерному по площади формированию более мелких складок и блоково-складчатых дислокаций, а также зон смятия.

БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ВДОЛЬ САНДЫКТАС-ЧУЛАКСКОГО И ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМОВ В РАЙОНЕ ИХ СЛИЯНИЯ

Вдоль Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов в районе их слияния в юго-восточной части Джунгарского Алатау развиты различные по строению блоковые структуры и грабен-синклинали, в формировании которых важную роль сыграли и горизонтальные и верти-

кальные движения по разломам, неоднократно возобновлявшиеся здесь в варисскую эпоху.

На этой территории Сандыктас-Чулакский разлом на востоке разветвляется, он прослеживается седловинками и прямолинейными отрезками саев и большей частью характеризуется крутым (70—85°) наклоном плоскости сместителя к юго-западу. Местами в шве Сандыктас-Чулакского разлома либо в прилегающих к нему участках залегают верхнепалеозойские дайки основного и кислого состава.

Рассматриваемый район представляет особый интерес, поскольку здесь установлены не только варисские, но и новейшие сдвиги, охарактеризованные в следующей главе. При этом для доказательств существования варисских и новейших горизонтальных движений оказалось необходимо учитывать буквально все основные черты геологического строения района, изучению которого уделялось особое внимание. В 1960 г. автором совместно с группой палеонтологов под руководством Н. В. Литвинович изучалась стратиграфия палеозойских отложений в районе Дурной речки; впоследствии исследования были продолжены по всей площади района и некоторое время проводились вместе с А. Х. Ивановым. На базе этих работ с учетом результатов геологических съемок Всесоюзного зорогеологического треста и материалов Н. А. Афоничева составлены схемы геологического строения (см. фиг. 24, 25, 26, 27).

В изученном районе прослеживается восточная часть Бороталинского синклинория, в строении которого к востоку от Чулакской мульды принимают участие отложения верхнего девона, турне, визе, намюра — среднего карбона и карадобинской свиты нижней перми (фиг. 24, 25).

Верхнедевонские отложения распространены в долине р. Чиндалы, где они залегают на северном крыле Дурнореченской синклинали и согласно перекрывают породы живетского яруса, а также развиты в хр. Сарыгура к югу от Сандыктас-Чулакского разлома, где их основание неизвестно.

В долине р. Чиндалы верхний девон представлен зеленовато-серыми и темно-серыми алевритистыми глинисто-кремнистыми сланцами, переходящими в алевролиты, с прослоями полимиктовых песчаников мощностью от 1—2 до 15—20 м, яшмовидных пород, реже гравелитов и известняков. Среди песчаников встречаются характерные розово-красные кварцитовидные мелкозернистые разности. Мощность верхнедевонских отложений около 1500 м.

В хр. Сырыгура в составе верхнедевонских отложений преобладают массивные темно-серые и зеленовато-серые глинисто-кремнистые сланцы и яшмовидные породы, в верхней части содержащие многочисленные слои и линзы красноцветных яшм мощностью до 30—200 м и протяженностью в несколько сотен метров, иногда до 3—5 км. Яшмы обычно сопровождаются маломощными (1—10 м, изредка до 50—100 м) покровами андезито-базальтовых порфиритов, их туфами и иногда лилово-розовыми пелитоморфными известняками. Видимая мощность верхнедевонских отложений близка к 1500 м.

На правом склоне долины р. Чиндалы в верхах верхнедевонских отложений Н. А. Афоничевым в 1956 г. собраны *Tabulophyllum* sp., *Crassialveolites* sp. nov., *Cladopora* ex gr. *gracilis* Sall., *Thamnopora* cf. *strelinaensis* Dub., свидетельствующие, по мнению определивших их В. Н. Дубатолова и Н. Я. Спасского, о верхнедевонском возрасте. Рассматриваемые отложения согласно перекрыты фаунистически охарактеризованными породами турне. Возраст отложений верхнего девона хр. Сарыгура установлен с известной условностью на основании литологического сходства с нижней и средней частями тастауской свиты верхнего девона — турне, содержащими красноцветные яшмы и эффу-

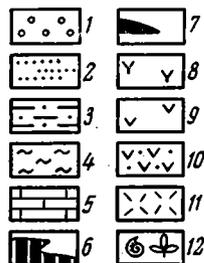
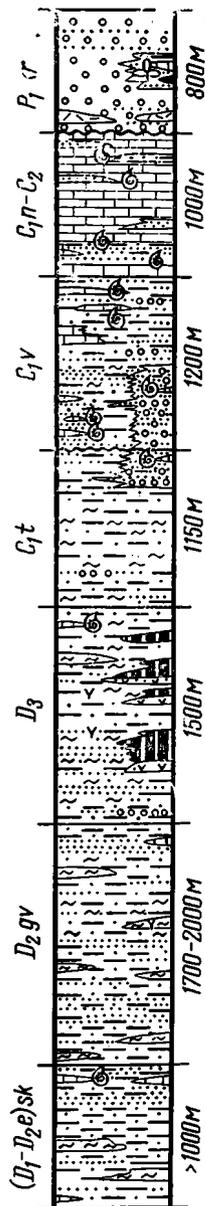
зивы, и резко отличия от близлежащих турнейских отложений района Дурной речки и ручья Чиндалка, в которых аналогичные яшмы и эффузивы отсутствуют.

Отложения турнейского яруса к югу от р. Чиндалы согласно, с постепенным переходом перекрывают породы верхнего девона на северном крыле Дурнореченской синклинали. Кроме того, они наблюдаются в тектонических блоках к югу от Дурной речки и к юго-западу от Сандыктас-Чулакского разлома в долине ручья Чиндалка, где их основание не вскрыто (см. фиг. 25).

К югу от р. Чиндалы отложения турне представлены преимущественно темно-серыми алевролитами, переходящими в алевритистые кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, в подчиненном количестве и главным образом в нижней части встречаются прослойки и линзы сливных яшмовидных пород и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Верхи турне мощностью около 300—400 м близ Джунгарского разлома в примыкающей к нему полосе шириной до 1—2 км испытывают резкие фацциальные изменения: здесь алевролиты замещаются разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и конгломератами с маломощными (1—3 м) линзами рифовых известняков. Мощность турнейских отложений достигает 1150 м.

В составе турнейских отложений, развитых к югу от Дурной речки у юго-западной окраины Джунгарских ворот и в долине ручья Чиндалка, преобладают очень монотонные сероцветные кремнистые алевролиты, переходящие в глинисто-кремнистые сланцы. Среди них присутствуют линзы, мощностью до 2—7 м, желто-бурых яшмовидных пород, а непосредственно на окраине Джунгарских ворот — единичные крупные (длиной до 200—300 м, мощностью 2—10 м) линзы известняков. Видимая мощность отложений турне около 1000 м.

В верхах турнейских отложений, развитых



Фиг. 24. Сводный разрез палеозойских отложений юго-восточной части Джунгарского Алатау (Бороталинский синклиорий и прилегающая часть Центрально-Джунгарского антиклинария к востоку от Чулакской мульды)

(D₁—D₂)sk — саркандская свита нижнего девона — эйфеля, D₂gv — живетский ярус, D₃ — верхний девон, C₁t — турнейский ярус, C₁v — визейский ярус, C₁p—C₂ — намюр — средний карбон, P₁kg — карадобинская свита нижней перми
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и алевритистые глинистые сланцы; 4 — яшмовидные породы и алевритистые глинисто-кремнистые сланцы; 5 — известняки; 6 — красноцветные яшмы; 7 — угли и углистые сланцы; 8 — примесь туфового материала в породах разного состава; 9 — эффузивы средние; 10 — туфы средние; 11 — эффузивы кислые; 12 — места сборов фауны и флоры

к югу от р. Чиндалы, близ Джунгарского разлома А. Ф. Степаненко и Н. В. Литвинович в 1960 г. обнаружены характерные для турне остатки *Lamellispirifer* aff. *roemerianus* Kon., *Chonetes* cf. *annulata* Flot. et Lanish., *Fenestella* cf. *sergunkovi* Nikif. (определения Н. В. Литвинович и Т. Д. Троицкой). В линзе известняков, залегающей в нижней части турне на юго-западной окраине Джунгарских ворот, собраны *Fenestella* sp., свидетельствующие, по мнению определившей их Т. Д. Троицкой, о нижнекаменноугольном возрасте вмещающих пород. В то же время они логически сильно отличаются от близлежащих верхнедевонских и визейских отложений и вследствие этого отнесены к турнейскому ярусу.

Отложения *визейского яруса* развиты в районе Дурной речки в ядре Дурнореченской синклинали, на ее северном крыле они согласно, местами со следами размыва перекрывают породы турне. Кроме того, они выходят в бассейне ручья Чиндалка, к юго-востоку от Чулакской мульды, и в общем круто моноклиально падают к северо-западу, основание их сорвано разломами (см. фиг. 25).

В районе Дурной речки визейские отложения в значительном количестве содержат прослои и линзы рифовых известняков мощностью от нескольких до 10—25 м. В составе визе здесь выделяются две толщи: нижняя — алевролитопесчаниковая и верхняя — известняково-алевролитовая. Нижняя толща мощностью 700 м состоит из серых и зеленовато-серых разнородных полимиктовых песчаников, часто известковистых, и черных плитчатых алевролитов. Мощности слоев варьируют от 1 до 30 м, реже наблюдается тонкое (0,1—0,2 м) «флишеподобное» переслаивание песчаников и алевролитов, в подчиненном количестве встречаются маломощные (0,5—3 м) линзы гравелитов и известняков. Количество известняков возрастает на востоке близ Джунгарского разлома. Верхняя толща мощностью 400—500 м характеризуется присутствием мощных (до 20—50 м) линз рифовых известняков, залегающих среди темно-серых алевролитов с прослоями песчаников, яшмовидных пород и изредка туффитов.

В бассейне ручья Чиндалка визейский ярус характеризуется своеобразным составом, здесь в его разрезе выделяются две толщи. В нижней толще мощностью 600—700 м развиты конгломераты, кремнистые алевролиты, песчаники и яшмовидные породы, образующие слои мощностью от 1 до 25—30 м. Конгломераты составляют половину объема толщи, причем количество их уменьшается вверх по разрезу; изредка присутствуют линзы песчаных известняков. По направлению к западу конгломераты и песчаники выклиниваются, и нижняя толща почти нацело представлена монотонными кремнистыми алевролитами и яшмовидными породами. Верхняя толща мощностью 500—600 м состоит преимущественно из кремнистых алевролитов, переходящих в яшмовидные породы, с подчиненными прослоями, мощностью от 1 до 15—20 м, конгломератов и линзами известняков. Изредка встречаются покровы андезитовых афиритов, сопровождаемых литокристаллокластическими туфами.

В районе Дурной речки по всему разрезу визейских отложений обнаружены органические остатки, подтверждающие их возраст, сборы которых произведены Н. А. Афоничевым в 1949—1956 гг., А. Ф. Степаненко в 1959—1960 гг., Н. В. Литвинович и автором в 1960 г. В низах здесь собраны *Fenestella fabagiana* Trisna, *F. ex gr. rudis* Ulr., *F. cf. djelambetensis* Bolkh., *F. ex gr. narinica* Nikif., *Polypora ex gr. halliana* Prout., *P. cf. sibirica* Janish.; в средней и верхней частях отложений визе встречаются *Linoproductus corrugatus* M'Coy, *Gigantoproductus cf. edelburgensis* Phill., *G. cf. superbus* Sar., *Antiquatonia cf. insculpta* M., *Sinuatella ex gr. sinuata* Kon., *Lithostrotion irregulare* Phillips, *Diphyllum*

multicystatum Yü, *Palaeosmia jagoukini* var. *multiseptata* Volk., *Fenestella* ex gr. *compressa* Ulr., *F.* ex gr. *donaica* Leb., *F.* ex gr. *multispinosa* Ulr., *Nikiforella* cf. *kasachstanica* Nekh. (определения Н. В. Литвинович, В. П. Нехорошева, М. М. Смеловской и Т. Д. Троицкой).

В бассейне ручья Чиндалка из низов визейских отложений Н. А. Афоничевым в 1949 г. собрана микрофауна *Eostaffella* ex gr. *prisca* Raus., *Endothyra* sp. (определения А. Д. Миклухо-Маклай), в их верхах А. Ф. Степаненко в 1959—1960 г. обнаружены остатки *Fenestella fabigiana* Trisna (определение Т. Д. Троицкой). Фауна и стратиграфическое положение между турне и намюром — средним карбоном свидетельствуют о визейском возрасте рассмотренных отложений.

Намюрские — среднекаменноугольные отложения выходят в районе Дурной реки в ядре Дурнореченской синклинали, а также в долине ручья Чиндалка. Они согласно, местами с небольшим размывом залегают на породах визе и повсеместно представлены светло- и темно-серыми массивными и слоистыми известняками, нередко содержащими конкреции кремня. Среди них присутствуют многочисленные невыдержанные прослои и линзы желтовато-серых алевролитов, песчаников, яшмовидных пород, изредка гравелитов мощностью от 0,5 до 30—40 м. Мощность намюрских — среднекаменноугольных отложений около 700—1000 м. Наиболее полно фаунистически охарактеризованы намюрские — среднекаменноугольные отложения района Дурной реки, в их низах Н. В. Литвинович и автором в 1960 г. собраны окаменелости *Chonetes carboniferus* Sow., *Brachythyris pinquisiformis* Semich., *Lino-productus* sp., *Phricodothyris ovata* Chao, *Ph.* cf. *asiatica* (Chao), *Martinia glabra* Mart., *Choristites transversus* Semich., *Reticularia* sp., в средних горизонтах обнаружены *Linoproductus corrugatus* Semich., *Echinoconchus punctatus* Semich., *Spirifer bisulcatus* Sow., *Antiquatonia insculpta* Mart., *Dictyoclostus zimmermanni* Paeck.

По мнению Н. В. Литвинович, фауна в целом позволяет отнести вмещающие отложения к намюру — среднему карбону, хотя отдельные формы встречаются в верхнем карбоне и даже в нижней перми¹.

В долине ручья Чиндалка в рассматриваемых отложениях из мелко-го блока, прилегающего к Сандыктас-Чулакскому разлому, в его юго-восточной части (см. фиг. 25) автором найдена микрофауна *Eostaffella acuta* Grozb. et Leb., *E.* ex gr. *protvae* (?) Pws., *Glomospira vulgaris* Lipke, которая, по заключению М. Н. Соловьевой, свидетельствует о нижнекаменноугольном, скорее всего намюрском возрасте вмещающих отложений.

Карадобинская свита нижней перми развита в приразломных грабен-синклиналях близ слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов. Ее основание сорвано по разломам, однако резко несогласное залегание отложений карадобинской свиты на среднепалеозойских образованиях не вызывает сомнений. В составе ее выделяются две под-свиты: нижняя — лилово-серых конгломератов с покровами кварцевых порфиров и верхняя — зелено-серых конгломератов с линзами угленосных отложений.

Нижняя подсвита состоит из средне- и крупногалечных, реже валунных конгломератов, слабо сортированных и неяснослоистых, с редкими маломощными (до 0,5—1,5 см) прослоями разнозернистых граувакковых

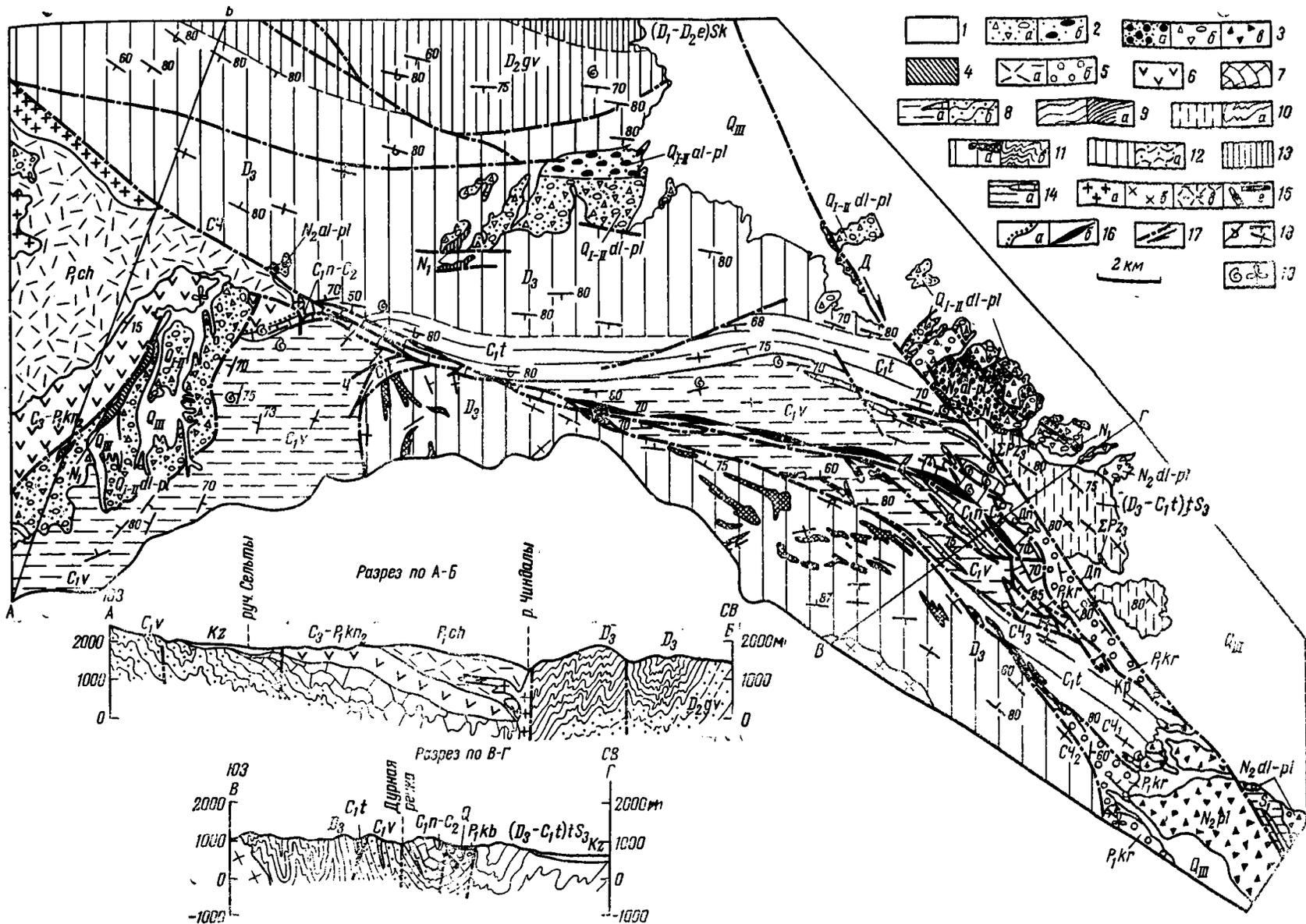
¹ На основании наличия в фауне верхнекаменноугольных и нижнепермских форм А. Ф. Степаненко в 1959—1960 г. относил охарактеризованные отложения к верхнему карбону — нижней перми. Причина появления этих форм пока не выяснена; не исключено, что здесь присутствуют мелкие невыявленные «нашлепки» либо небольшие тектонические клинья нижнепермских известняков, известных в виде линз в отложениях карадобинской свиты нижней перми.

песчаников. В конгломератах преобладает средне- и хорошо окатанная галька, представленная лиловыми и светло-розовыми кварцевыми порфирами и разнообразными среднепалеозойскими породами: алевролитами, яшмовидными породами, песчаниками, известняками; гораздо реже в гальке встречаются светло-серые жильные диорит-порфиры и розовые гранит-порфиры, светло-серые флюидалные фельзиты, лиловые афириты и порфиры. Цемент конгломератов песчаниковый, большей частью, порового типа. На отдельных участках среди конгломератов залегают мощные (до 20—50 м) линзовидные покровы лиловых флюидалных трахилипаритовых кварцевых порфиров. Особенно мощный (до 50—60 м) покров трахилипаритовых порфиров наблюдается к северу от Тузая, близ восточной окраины Джунгарского Алатау (см. фиг. 25, 28). Такие же кварцевые порфиры преобладают и в гальке конгломератов, причем особенно в большом количестве они распространены в слоях конгломератов над покровами эффузивов. Таким образом, излияния кварцевых порфиров частично происходили одновременно с накоплением толщи конгломератов, содержащих их обломки. Видимая мощность нижней подбиты карадобинской свиты варьирует от 100—200 м в районе Дурной речки до 300—400 м близ Тузая.

Верхняя подбиты карадобинской свиты сложена мелко-, средне- и крупногалечными, изредка валунными зелено-серыми и грязно-серыми конгломератами, местами пестроокрашенными в лиловые, светло-серые и коричнево-зеленые тона. Гальки и валуны большей частью средне и хорошо окатаны, реже наблюдаются конгломерато-брекчии с угловатыми обломками. По отдельным пересечениям в конгломератах выделяются слои мощностью от 0,5—3 до 30—50 м, различающиеся величиной и составом обломков; последние представлены главным образом среднепалеозойскими терригенными отложениями: сероцветными алевролитами и яшмовидными породами, песчаниками, только в отдельных слоях в значительном количестве присутствуют гальки светло-серых известняков и лиловых трахилипаритовых кварцевых порфиров. По всему разрезу встречаются слои и линзы зелено-серых и розовых глаувакковых песчаников мощностью от 0,5—2 до 15—20 м, изредка маломощные (0,5—3 м) слои и линзы алевролитов, известняков, туфов и андезитовых афиритов. На отдельных участках присутствуют небольшие (длиной до 20—40 м и мощностью до 5—15 м) линзы песчаников и алевролитов с черными углистыми сланцами, переходящими в угли. В районе Тузая среди конгломератов залегают угленосные отложения мощностью до 50—150 м, которые сложены линзовидно переслаивающимися темно-серыми и буровато-серыми глинисто-карбонатными плитчатыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками, конгломератами, черными углистыми сланцами, переходящими в угли, и изредка темно-серыми битуминозными известняками. Мощности слоев и линз варьируют от 0,3 до 20 м. Мощность верхней подбиты достигает 400—500 м. Общая мощность карадобинской свиты около 500—800 м.

В карадобинской свите присутствуют характерные для чулакской свиты покровы трахилипаритовых кварцевых порфиров. Такие же кварцевые порфиры в виде небольших выходов вдоль Сандыктас-Чулакского разлома развиты между полями выходов чулакской и карадобинской свит, что позволяет считать последние примерно одновозрастными. В угленосных отложениях верхней подбиты карадобинской свиты к югу от Тузая на границе с КНР собрана флора *Neopterus dichotoma* Neub., *Noeggerathopsis* sp., свидетельствующая, по мнению определившей ее А. Л. Юриной, скорее всего о нижнепермском возрасте вмещающих отложений.

В рассматриваемом районе варисские складчатые структуры на значительной площади образуют дугообразные в плане изгибы.



Фиг. 25. Схема геологического строения юго-восточной части Джунгарского Алатау (район слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов)

1 — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные валуново-галечные и щебнисто-супесчаные осадки и кайнозойские отложения, нерасчлененные на разрезах; 2 — нижний-средний плейстоцен — делювиально-пролювиальные глыбово-щебнистые отложения с обломками местных пород (а), аллювиально-пролювиальные валуново-галечно-щебнистые отложения с обломками разнообразных пород (б); 3 — плиоцен — аллювиально-пролювиальные галечно-щебнисто-супесчаные отложения с обломками разнообразных пород (а), делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения с обломками гранитов Койтасского массива (б); 4 — миоцен — красно-бурые глины с прослоями мергелей и песчаников; 5 — нижняя пермь: а — чулакская свита — трахилипаритовые порфиры, их туфы, туфокогломераты и туфы смешанного состава, б — карадобинская свита — конгломераты, песчаники, алевролиты, угли, углистые сланцы, трахилипаритовые порфиры; 6 — верхний карбон — нижняя пермь, конуруленская свита, верхняя подсвита — андезитовые порфиры, их туфы, туфобрекчии, трахилипаритовые порфиры, туфопесчаники; 7 — намюр — средний карбон — известняки с прослоями песчаников и алевролитов; 8 — визейский ярус — песчаники, алевролиты, реже конгломераты, яшмовидные породы, линзы известняков (а), андезитовые афириты и их туфы (б — на разрезах); 9 — турнейский ярус — алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, местами песчаники, конгломераты, известняки (а — на разрезах); 10 — тастауская свита верхнего девона — турне, верхняя подсвита — глинисто-кремнистые сланцы и алевролиты с прослоями красноцветных яшм (а — на разрезах); 11 — верхний девон — алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и туффиты. линзы красноцветных яшм (а) и андезитовых порфиритов, известняков. (б — на разрезах); 12 — живетский ярус — алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты (а — на разрезах); 13 — нижний девон — эйфель, саркандская свита — кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки; 14 — нижний силур — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями мраморизованных известняков (а); 15 — интрузивные образования: а — нижнепермские субвулканические тела гранит-порфиритов и граносениит-порфиритов, б — среднекаменноугольные биотитовые граниты, в — верхнепалеозойские ультрабазиты, г — дайки среднего и кислого состава; 16 — стратиграфически несогласные контакты (а) и ось Дурнореческой синклинали (б); 17 — разрывные нарушения, стрелками — направление горизонтальных смещений; 18 — элементы залегания слоев наклонные, вертикальные и опрокинутые; 19 — места сборов фауны и флоры.

Разломы: Д — Джунгарский, СЧ, СЧ₁, СЧ₂, СЧ₃ — Сандыктас-Чулакский, Кр — Карадобинский, Ч — Чиндалкинские; Дп — депрессия, часть которой смещена по Джунгарскому разлому

К северо-востоку от Сандыктас-Чулакского разлома ось Дурнореченской синклинали прослеживается в субширотном направлении и близ Джунгарского разлома изгибается к юго-востоку, причем здесь ее ядро, образованное преимущественно известняками намюра — среднего карбона, раздроблено на мелкие блоки, в общем несколько смещенные в юго-восточном направлении (см. фиг. 25).

Более сложная картина наблюдается к юго-западу от Сандыктас-Чулакского разлома. Здесь верхнедевонские отложения простираются в северо-западном направлении, залегают вертикально и по Чиндалкинским разломам (см. фиг. 25, 4) северо-восточных направлений надвинуты на породы турне и визе. Последние круто, с углами наклона слоев около $70-90^\circ$, падают к северо-западу и перекрываются отложениями намюра — среднего карбона, которые залегают с более пологими ($45-70^\circ$) углами наклона. При этом простираения слоев каменноугольных отложений в бассейне ручья Чиндалка описывают дугу, обращенную к северо-западу и срезаемую Сандыктас-Чулакским разломом, вдоль которого в виде узких тектонических клиньев оказались «затащенными» к юго-востоку терригенно-карбонатные породы намюра — среднего карбона (см. фиг. 25).

Охарактеризованные изгибы варисских структур свидетельствуют о правых сдвигах вдоль Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов, что впервые отметил А. Ф. Степаненко в 1960 г.

Своеобразными чертами строения характеризуются клиновидные блоки вдоль Сандыктас-Чулакского разлома, прослеживающиеся на расстояние около 7—8 км (фиг. 26). Ограничивающие их разломы отличаются большей частью крутыми ($75-85^\circ$) наклонами плоскости сместителя к юго-западу, в непосредственной близости к ним породы брекчированы и пронизаны гидроокислами железа, в известняках обычно наблюдается множество мелких кальцитовых жилок. Местами развиты тектонические брекчии, состоящие из остроугольных обломков (0,5—1 см) песчаников, яшмовидных пород и алевролитов, крепко сцементированных кремнистым цементом; их выходы прослеживаются полосами длиной до 50—100 м и шириной 0,5—4 м.

В пределах блоков развиты намюрско-среднекаменноугольные отложения, при этом в каждом из них в разрезе наблюдаются две толщи: нижняя — кремнисто-конгломератовая, видимой мощностью 200—250 м, и верхняя — песчанико-алевролитно-известняковая, мощностью 200 м. Нижняя толща сложена темно-серыми кремнистыми породами и алевролитами, переслаивающимися и фашиально сменяющимися характерными темно-серыми и пестроцветными конгломератами и конгломератобрекчиями. Последние состоят из разноокатанных мелких (0,3—1,5 см) обломков темно-серых и пестрых (зеленовато-серых, розовых и красных) яшмовидных пород, песчаников и алевролитов, сцементированных кремнистым или песчано-кремнистым цементом. На отдельных участках в нижней толще присутствуют известковистые песчаники и алевролиты и линзы светло-серых известняков.

Верхняя толща состоит из светло-серых массивных и грубослоистых известняков, переслаивающихся и фашиально переходящих в желто-серые и серые известковистые песчаники и алевролиты. (За пределами рассматриваемых клиновидных блоков двух перечисленных толщ в отложениях намюра — среднего карбона не выделяется, однако близ устья ручья Чиндалка в их нижней части мощностью до 200—300 м среди известняков развиты частые прослой сероцветных песчаников и гравелитов, а выше по разрезу преобладают известняки с линзами желто-серых известковистых алевролитов и песчаников.)

В пределах блоков отложения намюра — среднего карбона простираются вдоль линий разломов и моноклинально падают к северо-востоку.

ку под углами от 35—40 до 60—70°, в то же время верхнедевонские, турнейские и визейские отложения на прилегающих участках залегают с крутыми, близкими к вертикальным углами падения. Намюрско-среднекаменноугольные отложения не могут образовать здесь структуры типа наложенной синклинали, поскольку на окружающей территории они согласно налегают на порсды визе. Следовательно, в юго-восточной части блоков эти отложения находятся среди верхнедевонских и турнейских пород в аллохтонном залегании, что позволяет предполагать амплитуду горизонтальных смещений как превышающую 4—5 км. На значительной площади наблюдаются три прилегающих друг к другу тектонических блока, в которых разрез отложений намюра — среднего карбона «тектонически» повторяется вследствие сбросов по ограничивающим их разломам, амплитуда которых определяется графически в 200—300 м (см. разрез на фиг. 26).

Таким образом, терригенно-карбонатные отложения намюра — среднего карбона в виде узких тектонических блоков были «затащены» к юго-востоку вдоль Сандыктас-Чулакского разлома на расстояние более 4—5 км и в то же время на отдельных участках смещены по сбросам на 200—300 м.

Более сложным строением характеризуются мелкоблоковые структуры вдоль Карадобинского разлома, опояривающего Джунгарский к югу от Дурной речки (фиг. 27, см. также фиг. 25), ограничивая узкую грабен-синклинали в нижнепермских отложениях. На местности разлом протягивается мелкими седловинами и перегибом в рельефе склона, он сопровождается слабо выраженной маломощной (0,2—0,7 м) зоной раздробленных и обохренных пород и милонитов. Плоскость сместителя круто, под углами 65—90°, падает к юго-западу, на отдельных участках углы наклона выполаживаются до 40—50° и отчетливо видно надвигание среднепалеозойских пород юго-западного крыла на нижнепермские отложения.

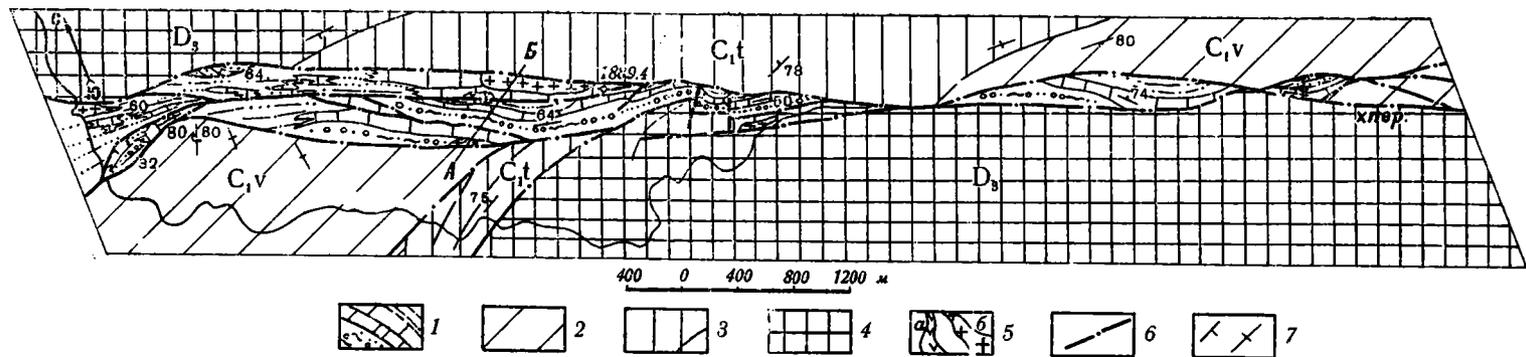
Вдоль Карадобинского разлома ядро Дурнореченской синклинали, образованное терригенно-карбонатными отложениями намюра — среднего карбона, к югу от Дурной речки раздроблено на мелкие блоки разрывными нарушениями северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний, обычно четко выраженными на аэрофотоснимках, а на местности прослеживающимися седловинами и тальвегами саев.

По крайней мере в своей южной части блоковые структуры имеют покровный характер. Так, терригенно-карбонатные отложения намюра — среднего карбона в блоках между разломами (см. фиг. 27, 11, 16) находятся в аллохтонном залегании среди кремнистых алевролитов турнейского яруса. С юго-востока они ограничены надвигом (см. фиг. 27, 12), к которому примыкают узкие (до 20—50 м) тектонические клинья намюрско-среднекаменноугольных известняков (см. фиг. 27, 13). Несколько западнее располагаются мелкие тектонические покровы (см. фиг. 27, 14, 15), представляющие собой экзотические скалы известняков лежащих на кремнистых алевролитах турне.

Таким образом, вдоль Карадобинского разлома часть ядра Дурнореченской синклинали оказалась затащенной к юго-востоку на ее юго-западное крыло и раздробленной на множество мелких блоков, в совокупности образующих сложную мозаику.

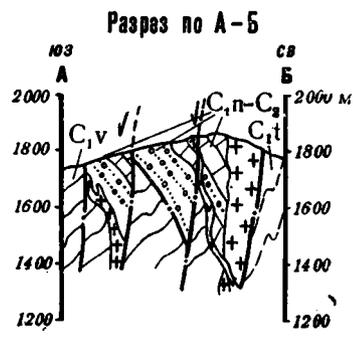
В соответствии с этим смещением на ряде участков образовались изгибы простираний слоев и осей складок, а также складки с вертикальными шарнирами. Такие изгибы хорошо видны к юго-востоку от разлома (см. фиг. 27, 2), южнее разломов (см. фиг. 27, 5, 8).

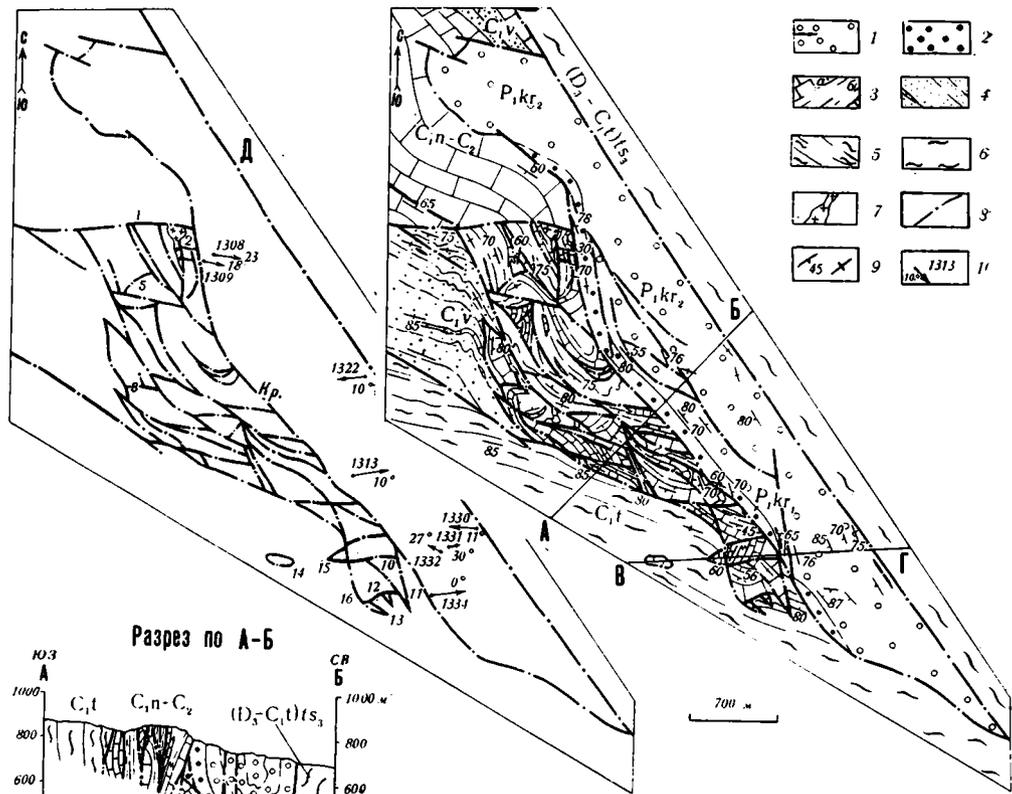
Формирование рассмотренных мелкоблоковых структур вдоль Сандыктас-Чулакского и Карадобинского разломов сопровождалось завершением складкообразующих процессов главной фазы складчатости



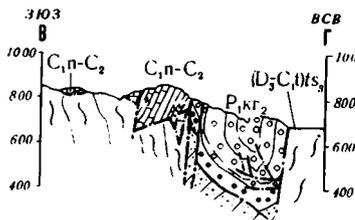
Фиг. 26. Блоки вдоль Сандыктас-Чулакского разлома

1 — намур — средний карбон — терригенно-карбонатные отложения; 2 — визе — песчаники, алевролиты; 3 — турне-алевролиты, сланцы; 4 — верхний девон — кремнистые алевролиты и яшмовидные породы; 5 — дайки средние и основные (а) и кислые (б); 6 — разрывные нарушения; 7 — элементы залегания слоев наклонные и вертикальные





Фиг. 27. Блочные структуры и грабен-синклиналь в зоне слияния Карадобинского и Джунгарского разломов (справа — геологическая схема, слева — схема блоковых структур)

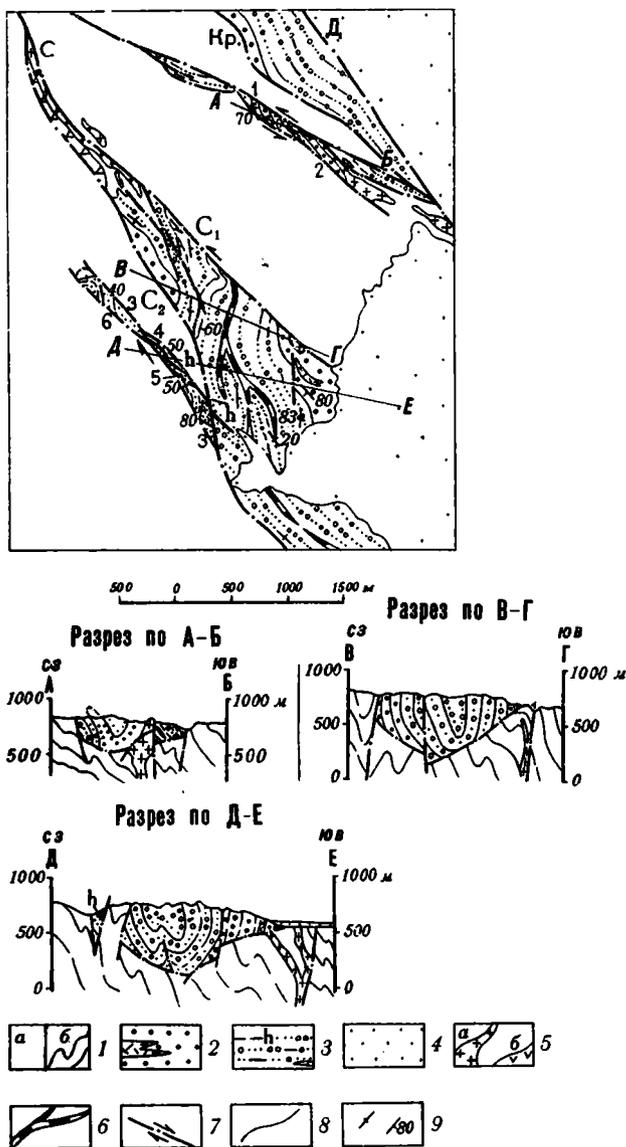


1, 2 — карадобинская свита нижней перми: 1 — верхняя подсвита — сероцветные, зелено-серые и пестроцветные конгломераты с прослоями песчаников, алевролитов, угля (черные черточки), 2 — нижняя подсвита — лилово-серые конгломераты с галькой кварцевых порфиров; 3 — намюр — средний карбон — известняки (а), известковистые алевролиты и песчаники (б); 4 — визейский ярус — алевролиты, песчаники, линзы известняков; 5 — турнейский ярус — кремнистые алевролиты и яшмовидные породы; 6 — тастауская свита верхнего девона — турне, верхняя подсвита — яшмовидные породы и кремнистые алевролиты; 7 — дайки кислого состава; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания слоев наклонные и вертикальные; 10 — точки диаграмм трещиноватости, траектория главного нормального напряжения максимального сжатия (δ_3) и угол ее наклона.
Разломы: Кр — Карадобинский, Д — Джунгарский

начала верхнего палеозоя. Верхнепалеозойские дайки диорит-порфиров и гранит-порфиров местами «залечивают» разрывные нарушения, ограничивающие блоки (см. фиг. 26, 27), а сами не испытывают заметных смещений.

Позднее формировались верхнепалеозойские грабен-синклинали в нижнепермских отложениях.

Одна из них шириной около 1 км вытянута в северо-западном направлении на 7,5 км между Джунгарским и Карадобинским разломами; другая располагается южнее и характеризуется субмеридиональным простираем оси (фиг. 28). Обе грабен-синклинали сильно сжаты и отличаются крутыми, близкими к вертикальным крыльями, лишь в южной из них близ осевой части иногда наблюдаются более пологие



Фиг. 28. Верхнепалеозойские грабен-синклинали в зоне слияния Джунгарского и Сандыктас-Чулакского разломов

1 — верхний девон — турне (а — на карте, б — на разрезах); 2, 3 — карадобинская свита нижней перми; 2 — нижняя подсвита — лилово-серые конгломераты с линзами кварцевых порфиров, 3 — верхняя подсвита — зелено-серые конгломераты, песчаники, туфы, алевролиты, известняки, углистые сланцы и угли (h); 4 — кайнозойские рыхлые отложения; 5 — дайки кислые (а) и средние (б); 6 — ось грабен-синклинали; 7 — разрывные нарушения, стрелками — направление сдвигов; 8 — стратиграфические и интрузивные контакты; 9 — элементы залегания слоев, вертикальные и наклонные. Разломы: Д — Джунгарский, Кр — Карадобинский, С, С₁, С₂ — Сандыктас-Чулакский.

(15—30°) углы падения слоев. В северо-западной части грабен-синклинали, прилегающей к Сандыктас-Чулакскому разлому, в ряде обнажений хорошо видно резкое притыкание стоящих на головах слоев нижнепермских отложений к пологой наклонной поверхности на среднепалеозойских породах, представленных здесь преимущественно кремнистыми алевролитами и яшмовидными породами верхнего девона. Скорее всего, поверхность среднепалеозойского складчатого основания в пределах грабен-синклиналей образует пологое синклинальное «ложе», с которого местами сорваны круто залегающие слои нижнепермских отложений. Таким образом, верхнепалеозойские грабен-синклинали на отдельных участках представляют собой складки, сорванные с основания. Изредка в их пределах наблюдаются мелкие, шириной в несколько метров, осложняющие складки, близкие к изоклинальным, с округлыми замками. На большей же части площади слои нижнепермских отложений простираются выдержанно, каких-либо осложняющих пликативных дислокаций не видно, кливаж отсутствует.

В блоке между Джунгарским и Карадобинским разломами в конгломератах нижней перми на крыльях грабен-синклинали четко выражена трещиноватость; при этом здесь устанавливается несколько систем трещин, ориентировка которых позволяет выявить динамическую обстановку их формирования и роль движений по разломам.

На правом берегу Дурной речки в точке наблюдения 1308 (см. фиг. 27) в конгломератах нижней перми отчетливо наблюдаются две сопряженные системы прямолинейных ровных, крутых, близких к вертикальным трещин, пересекающих гальку и цемент пород и являющихся, очевидно, трещинами скалывания. Наиболее распространены трещины первой системы (I), простирающиеся по азимуту, близкому к 45°, и отстоящие друг от друга на 20—30, местами на 1—3 см; плоскости трещин наклонены к северо-западу под углами 75—90°. По некоторым из них устанавливаются правобоковые смещения расщепленных ими частей галек на 0,5—3 см (фиг. 29). Всего в обнажении на площади в 30—40 м² замерено около 150 трещин этого направления, которые простираются выдержанно, параллельно друг другу.

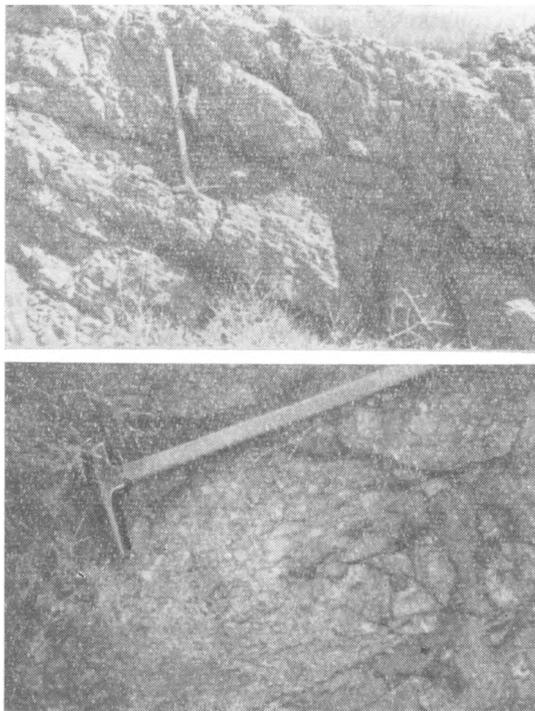
Сопряженные трещины скалывания второй системы (II) распространены несколько реже, нежели предыдущие (замерено около 100 трещин). Они отстоят друг от друга примерно на такие же расстояния, как и трещины системы I, простираются по азимуту 300° и круто, под углами около 70° наклонены к юго-западу; никаких перемещений по ним не устанавливается.

Ось максимального сжатия (σ_3) в соответствии с правобоковыми смещениями по трещинам I является биссектрисой острого, близкого к 80°, угла между трещинами I и II располагается в субширотном направлении; она полого (26°) наклонена к востоку (фиг. 30, см. также фиг. 27).

Кроме того, на отдельных участках обнажения присутствуют трещины скалывания, полого (10—40°) наклоненные к северо-востоку по азимуту 40—50° (см. фиг. 30, IV, замерено около 30 трещин) и более редкие (около 20 трещин) круто (80°) падающие к востоку (см. фиг. 30, III).

Аналогичная ориентировка главных нормальных напряжений наблюдается вблизи Карадобинского разлома, в точке наблюдения 1309, где в нижнепермских конгломератах развиты две сопряженные системы трещин скалывания: I — азимут простираения 50°, падение вертикальное и II — азимут простираения 315°, падение крутое (60—70°), к юго-западу.

Сходные ориентировки трещин и главных нормальных напряжений наблюдаются также в других обнажениях между Джунгарским и Карадобинским разломами (см. фиг. 27, 30). Повсеместно выделяются две сопряженные системы крутых, близких к вертикальным трещин скалывания: I — северо-восточного простираения (аз. 40—50°), по которым



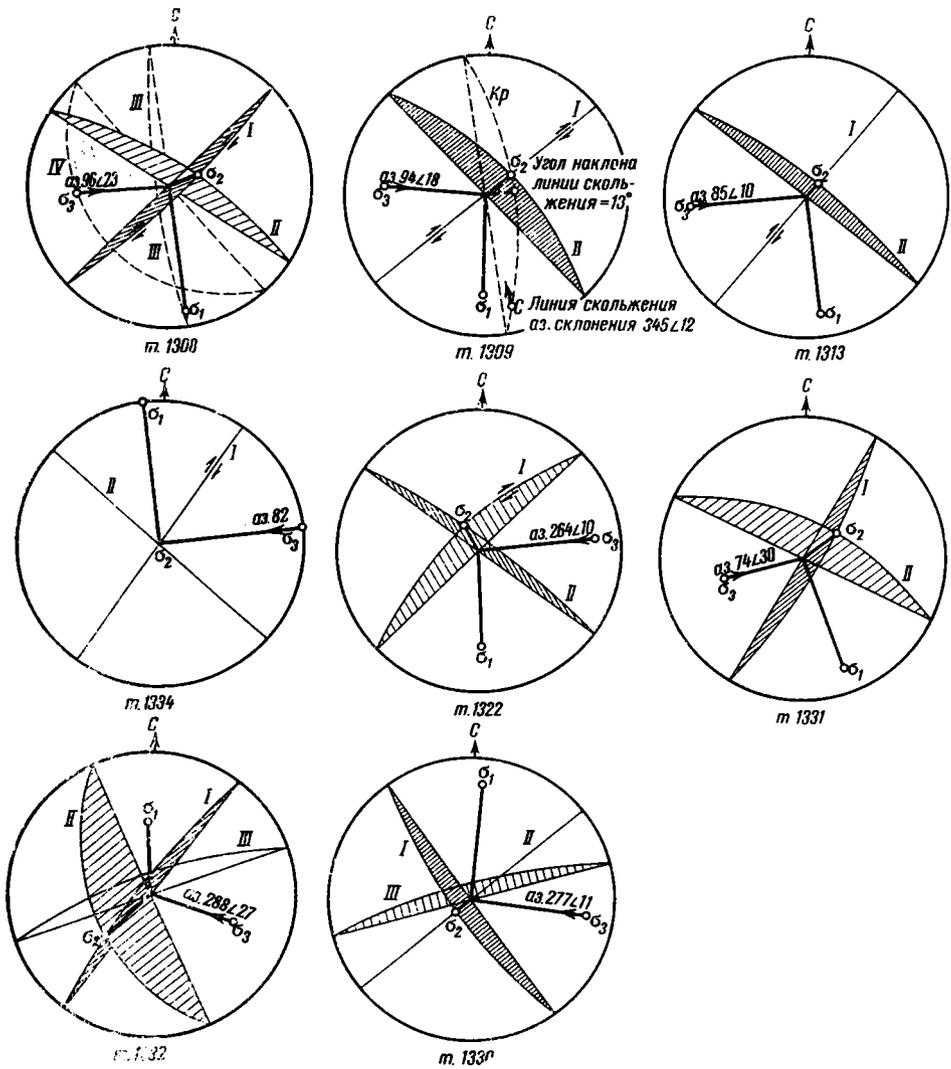
Фиг. 29. Трещины скалывания в конгломератах карадобинской свиты нижней перми, вверху — близкие к вертикальным, северо-восточного простирания и пологопадающие, внизу — мелкие сдвиговые смещения по трещинам северо-восточного простирания частей расчлененных галек

иногда наблюдаются мелкие (до 0,5—3 см) правобоковые смещения, и II — северо-западного простирания (аз. 300—315°), выраженные обычно хуже, нежели трещины I. Местами встречаются также трещины, наклоненные под углами 10—50° к северо-востоку либо к юго-западу; в отдельных обнажениях имеются трещины и других направлений. В соответствии с ориентировкой наиболее распространенных систем трещин I и II ось максимального сжатия σ_3 прослеживается в субширотном направлении и как будто обнаруживает небольшие (до 10—30°) наклоны в сторону оси грабен-синклинали (см. фиг. 27, 30).

Для изученной площади характерно явное преобладание трещин I, простирающихся в северо-восточном направлении и особенно широко распространенных близ Карадобинского разлома. Иногда они выражены хорошо заметной издали отдельностью в породах. Местами развиты только трещины I, обуславливая наличие участков односистемного скалывания.

Таким образом, судя по ориентировке трещиноватости, формирование верхнепалеозойской грабен-синклинали происходило в условиях субширотного сжатия. Однако остается неясным, почему ось грабен-синклинали ориентирована в северо-западном направлении, а среди сопряженных трещин скалывания резко преобладают северо-восточные (I). Эти закономерности обусловлены, скорее всего, следующими причинами.

По-видимому, первоначально при формировании грабен-синклинали важную роль сыграли вертикальные движения по ограничивающим ее



Фиг. 30. Диаграммы трещиноватости и главных нормальных напряжений в нижнепермских отложениях в блоке между Джунгарским и Карадобинским разломами (расположение точек наблюдения см. на фиг. 27)

I, II, III, IV — системы трещин, σ_1 , σ_2 , σ_3 — оси главных нормальных напряжений

Джунгарскому и Карадобинскому разломам и некоторое надвигание по ним среднепалеозойских образований на нижнепермские отложения, которое в современной структуре, по крайней мере по Карадобинскому разлому, отчетливо наблюдается. Вследствие этого ось С эллипсоида деформации ориентировалась перпендикулярно к линиям разломов, а ось В — вдоль них в северо-западном направлении, ось А располагалась, вероятно, вертикально. При этом, первом, по выражению А. В. Пэка (1939), плане деформации возникли трещины скалывания в зоне оси В, наклоненные под углами, близкими к 45° , к осям А и С. К ним, очевидно, относятся сравнительно мало распространенные, но все же отчетливо выраженные на отдельных участках трещины, наклоненные к северо-востоку или юго-западу под углами от $5-20$ до $40-50^\circ$. Возможно, образовалась также и значительная часть наиболее распространенных, близких к вертикальным трещин скалывания I — северо-восточного про-

стирания, которые по отношению к оси грабен-синклинали относятся к трещинам по АС.

Вслед за тем, вероятнее всего, на завершающем этапе формирования грабен-синклинали, возникли условия субширотного сжатия, которые устанавливаются по ориентировке сопряженных трещин скальвания I и II. При этом субширотное сжатие было обусловлено левыми сдвигами по Джунгарскому и Карадобинскому разломам, которые подтверждаются как косвенными признаками, так и прямыми геологическими наблюдениями.

Точка наблюдения 1309 расположена вблизи Карадобинского разлома, поэтому напряженное состояние в ней при образовании трещин скальвания связано с движениями по разлому. Ориентировка главных нормальных напряжений свидетельствует о левобоковых смещениях (см. фиг. 30). Ось алгебраически средних нормальных напряжений σ_2 обычно располагается в плоскости сместителя, что позволяет, учитывая простираание Карадобинского разлома на этом участке (аз. 350°), провести на диаграмме плоскость сместителя и измерить угол ее наклона. Последний оказался равным 67° (в обнажениях в районе точки наблюдения устанавливаются углы наклона плоскости сместителя в том же запад-юго-западном направлении порядка $70-85^\circ$).

Ось алгебраически средних нормальных напряжений σ_2 не совпадает с линией падения плоскости сместителя, образуя с ней угол 13° . Перпендикулярная к этой оси плоскость максимальных и минимальных главных нормальных напряжений пересекает плоскость сместителя по прямой, являющейся линией скольжения. Отсюда линия скольжения в плоскости разлома наклонена к северо-западу под углом 13° . Отложив этот угол на дуге большого круга, отображающей сместитель разлома, можно найти положение линии скольжения на диаграмме (см. фиг. 30, С) и измерить ее залегание (аз. склонения $336^\circ < 8$). Таким образом, судя по положению линии скольжения в точке 1309, юго-западный блок был смещен относительно северо-восточного к юго-востоку и одновременно несколько надвинут на него.

Горизонтальные движения вдоль Карадобинского разлома подтверждаются и прямыми геологическими наблюдениями. На отдельных участках слои нижнепермских конгломератов простираются несколько наискось к направлению разлома и резаются им, причем в зоне разлома шириной до 30—40 м простираются стоящих на головах слоев нижнепермских конгломератов изгибаются в соответствии с левосторонним сдвигом.

В районе юго-восточного окончания Карадобинского разлома располагаются оперяющие его разрывные нарушения северо-западного простираания (см. фиг. 28), между которыми в узком (100—150 м) блоке развиты конгломератовые отложения нижней перми. При этом нижнепермские отложения простираются «косо» по отношению к ограничивающим их выходы разрывным нарушениям (см. фиг. 28, 1, 2) и смяты в сжатые, близкие к изоклиналильным складки (см. фиг. 28, разрез по А—Б), оси которых прослеживаются в северо-северо-западном направлении под углами около $25-30^\circ$ к линиям разрывных нарушений. Углы наклона крыльев близки к вертикальным. Ориентировка складок соответствует положению эллипсоида пластической деформации при левом сдвиге по разломам. Таким образом, пликативные дислокации между сближенными разломами (см. фиг. 28, 1, 2) образовались в результате левых сдвигов и относятся к присдвиговым складкам волочения, в понимании Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилла (1960).

По существу такой же генезис имеет и наиболее южная верхнепалеозойская грабен-синклиналь, расположенная близ восточного окончания Джунгарского Алатау, где единый ствол Сандыктас-Чулакского разло-

ма к юго-востоку разветвляется на два разрывных нарушения. На расстоянии около 5 км от участка разветвления эти два разлома отстоят друг от друга на 1,5 км и перекрыты здесь рыхлыми кайнозойскими отложениями. Северный из них имеет северо-западное, а южный — северо-северо-западное простирания, в то же время ось грабен-синклинали между ними прослеживается в субмеридиональном направлении под углами от 10—15° до 30—45° к линиям разломов (см. фиг. 28).

Субмеридиональное простирание сильно сжатой грабен-синклинали свидетельствует о ее формировании в условиях интенсивного субширотного сжатия, что соответствует ориентировке эллипсоида пластической деформации при левых сдвигах по разломам. Последние подтверждаются и непосредственными полевыми наблюдениями: в соответствии с левобокowymi смещениями ось грабен-синклинали испытывает плавные дугообразные в плане приразломные изгибы. Они, в частности, хорошо выражены у разлома, ограничивающего грабен-синклиналь с северо-востока: здесь в зоне шириной до 50—150 м четко видны изгибы простираний стоящих на головах слоев нижнепермских отложений от субмеридиональных до северо-западных (см. фиг. 28).

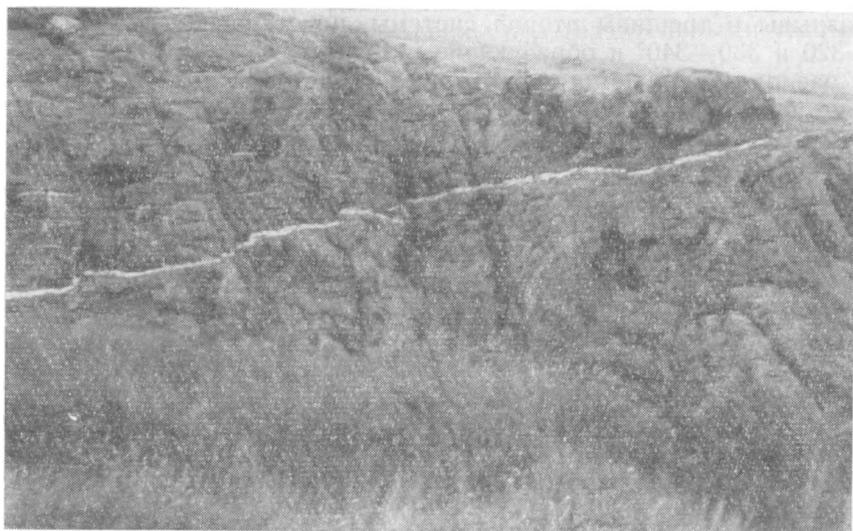
Таким образом, верхнепалеозойские приразломные грабен-синклинали были интенсивно дислоцированы в обстановке субширотного сжатия и левых сдвигов по разломам. Однако узкие приразломные грабены, в которых накапливались нижнепермские отложения, скорее всего, являлись структурами растяжения: они весьма похожи по форме в плане на новейшие приразломные грабены растяжения, наблюдающиеся в зоне Джунгарского разлома близ р. Жаманты и охарактеризованные в главе IV. Не исключено, что условиям растяжения в какой-то мере способствовали правые сдвиги вдоль Джунгарского разлома. По-видимому, ориентировка тектонических напряжений в момент прогибания грабенов и накопления в них нижнепермских отложений, а затем во время интенсивного смятия последних в сжатые грабен-синклинали коренным образом различалась: на месте структур растяжения в последующем возникли структуры сжатия.

Образование первой грабен-синклинали, простирающейся вдоль ограничивающих ее Карадобинского и Джунгарского разломов, может быть, и удалось бы объяснить преимущественно вертикальными движениями по этим разрывным нарушениям, поскольку по Карадобинскому разлому наблюдается некоторое надвигание его юго-западного крыла на приразломную грабен-синклиналь, которое и могло обусловить сжатие. Однако ось другой, не менее сильно сжатой грабен-синклинали простирается наискось к ограничивающим разломам и ее формирование за счет одних вертикальных движений по ним представить трудно.

По-видимому, наоборот, вначале растяжение, а затем сжатие в субширотном направлении, обусловленное левыми сдвигами, и привели к формированию грабен-синклиналей. При этом вертикальные смещения при прогибании грабенов и последующие левые сдвиги, видимо, были невелики и измерялись сотнями метров, в отдельных случаях первыми километрами.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРАЗЛОМНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ТЕКТОНИТОВ

Оперяющие разрывы и трещины в зоне Джунгарского разлома частично рассматривались выше при описании отдельных его участков, а на остальной площади они изучались А. Х. Ивановым (Иванов, Войтович, 1964). Трещины большей частью наблюдаются в виде четко выраженных систем субпараллельных диаклазов, отстоящих друг от друга на расстояние от нескольких до 20—50 см, реже 1—10 м (фиг. 31). Преобладают трещины скальвания, ровные, прямолинейные,



Фиг. 31. Трещины скалывания в зоне Джунгарского разлома, субмеридиональные (вверху) и пологие, близкие к горизонтальным, выполненные кварцевыми жилами (внизу)

пересекающие горные породы, несмотря на их неоднородность. Самостоятельные трещины отрыва редки, гораздо чаще они развиваются за счет раскрытия ранее существовавших трещин скалывания.

В общем в зоне Джунгарского разлома выделяются следующие системы разрывов и трещин: 1) вертикальные и круто падающие: I — субмеридиональные (аз. простирания $0-20^\circ$), II — образующие небольшой острый угол с Джунгарским разломом и простирающиеся по азимутам $305-320$ и $330-340^\circ$, III — восток-северо-восточные (аз. простирания $45-60^\circ$), IV — субширотные; 2) пологие и горизонтальные (V). Перечисленные системы трещин развиты неравномерно вдоль Джунгарского разлома и на отдельных его участках некоторые из них слабо выражены либо вовсе отсутствуют. Простирания разрывов и трещин первых четырех систем преимущественно выдержанные, среди них преобладают вертикальные или почти вертикальные, реже (главным образом лишь в системе субмеридиональной трещиноватости) наблюдаются круто наклонные, под углами $50-80^\circ$, трещины.

Разрывы и трещины первой системы широко распространены не только в зоне Джунгарского разлома, но и на значительном удалении от него и образовались первоначально как трещины скалывания по АС, перпендикулярные к простиранию осей среднепалеозойских складчатых структур и свидетельствующие, по-видимому, о неравномерности горизонтальных сжимающих усилий при их формировании. Позднее в результате правоугольных сдвигов по Джунгарскому разлому и другим разрывным нарушениям Джунгарской системы в их крыльях трещины были как бы обновлены в качестве трещин отрыва, располагавшихся под углами около 45° к линиям дизъюнктивных нарушений. Значительная часть их вследствие раскрытия была выполнена кварцевыми жилами, преимущественно маломощными.

Разрывы и трещины второй системы, простирающиеся по азимуту $305-320$ и $330-340^\circ$ и образующие острый ($15-25^\circ$) угол с Джунгарским разломом, являются опережающими трещинами скалывания. К этой системе, в частности, относятся чрезвычайно характерные разрывы длиной до $4-10$ км, прослеживающиеся вдоль Джунгарского разлома под небольшим углом к нему, отчетливо выраженные на местности и аэрофотоснимках, нередко сопровождающиеся красно-бурыми ожелезненными породами и телами гипербазитов. По некоторым разрывам и трещинам описываемой системы наблюдаются небольшие, преимущественно правоугольные сдвиги амплитудой в единицы, десятки и реже первые сотни метров, сопряженные с мелкими пологими надвигами. Такие разрывные нарушения хорошо видны на северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье и охарактеризованы выше.

Третья система разрывов и трещин, простирающихся в восток-северо-восточном направлении по азимуту $45-60^\circ$, распространена в меньшей степени, нежели предыдущие. Вторая и третья системы трещин образовались вдоль двух сопряженных направлений скалывания, ориентированных в соответствии с положением эллипсоида напряжений при сдвиге.

Четвертая система разрывов и трещин субширотного простирания является наиболее древней и образовалась вдоль продольных по отношению к линейным среднепалеозойским складкам взбросов и надвигов, которые осложняют пликативные структуры и смещаются сдвигами северо-западного направления. Некоторые из трещин и разрывов также выполнены кварцевыми жилами, их раскрытие, возможно, происходило в результате «упругого последействия» (в понимании Л. У. Ситтера, 1960), после прекращения интенсивного горизонтального сжатия, развивавшегося при формировании среднепалеозойских линейных складок с субширотными простираниями осей.

Пологие и горизонтальные разрывы и трещины пятой системы в большом количестве развиты в зоне Джунгарского разлома. Их образование, возможно, было обусловлено сдвиговыми перемещениями, и несомненно заслуживает внимания предположение А. В. Пейве (1960) о существенном значении пологих и горизонтальных разрывов в земной коре в связи со сдвигами. К ним относятся и широко развитые, особенно в Прибалхашье, малоамплитудные пологие надвиги, сопряженные с мелкими правыми взбросо-сдвигами северо-западных простираний. Многие пологие и горизонтальные трещины выполнены кварцевыми жилами мощностью до 0,1—0,3 м, механизм их раскрытия не ясен, особенно если учесть, что оно было направлено против нагрузки вышележащих пород.

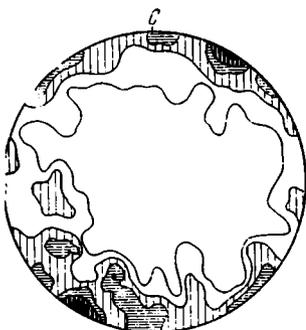
Таким образом, II, III и V системы разрывов и трещин характерны для зоны Джунгарского разлома, в то время как трещины систем I (субмеридиональные) и IV (субширотные) широко распространены и за ее пределами и генетически с ней не связаны; однако многие из них были обновлены и раскрыты вследствие движений в зоне разлома.

Характер оперяющей трещиноватости обусловил особенности морфологии приразломных интрузий и гидротермальных жил. Так, интрузии ультрабазитов чаще всего выполняют трещины северо-западного и субширотного простираний.

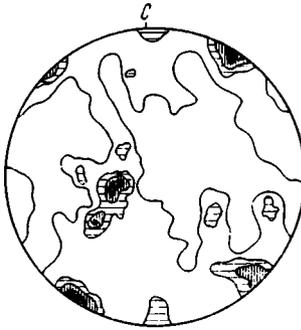
Приразломные дайки основного, среднего и кислого состава нередко отличаются сложной морфологией. Например, в пределах Джабыкского дайкового пояса наблюдается значительное число мелких даек протяженностью до 10—100 м и мощностью, не превышающей 1—10 м; при этом характерна их угловатая, ломаная форма в плане. Малые размеры многих даек, невыдержанность их простираний и угловатые очертания скорее всего обусловлены положением Джабыкского дайкового пояса в зоне Карайлинского и Чекаманского взбросо-сдвигов, где оперяющие разрывы и трещины были образованы под значительными углами к линиям разрывных нарушений.

В какой-то мере сходная картина, по А. И. Суворову (1968), наблюдается в отдельных зонах сдвигов Северного Прибалхашья, где дайки характеризуются малыми размерами, изменчивостью простираний и местами образуют в плане как бы решетку с ячейками в виде ромбов и параллелограммов. В то же время в дайковых полях вдоль крупных взбросов или сбросов, например вдоль Восточно-Аркалдинского и Барлык-Алакольского разломов (см. фиг. 5, 6), дайки обычно выдержаны, линейны и достигают значительной протяженности.

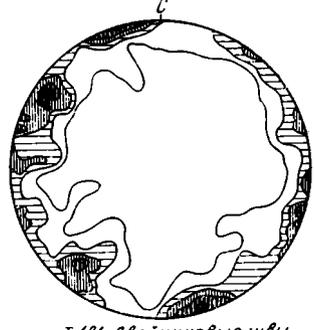
Горизонтальные движения в зоне Джунгарского разлома во многом обусловили особенности ориентировки приразломных тектонитов, хорошо выраженных в мраморах нижнего силура в районе горы Актас (фиг. 32, см. также фиг. 9). Здесь нижнесилурийские отложения в общем полого (под углами 10—25°) падают к юго-востоку, причем простирания слоев у Джунгарского разлома круто изгибаются, переходя в северо-западные в соответствии с правым сдвигом. Кроме того, в узком тектоническом блоке отложения нижнего силура были смещены к юго-востоку на 1,5—2 км, и мраморизованные известняки средней подсвиты актасской свиты оказались залегающими в долине р. Ргайты. Вблизи Джунгарского и оперяющего его разлома, ограничивающего сдвинутый блок, были изучены ориентированные шлифы мраморизованных известняков, которые характеризуются мелко- до скрытокристаллической (близкой к пелитоморфной) структурой с основной массой, слабо реагирующей на поляризованный свет. Близ разломов в них наблюдаются тонкие (0,1—2—4 мм) жилки разнообразных направлений, сложенные крупными и мелкими кристаллами кальцита, которые несут явные следы динамических воздействий: они замутнены, подверглись полисинтетическому двойникованию и большей частью



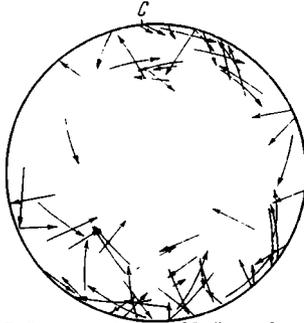
Т.129. Двойниковые швы (209 замеров) > 9-7-5-3-1 %



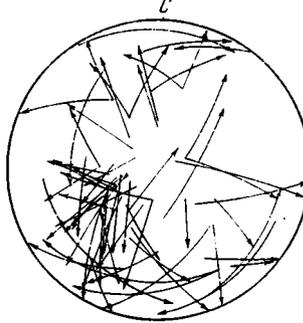
Т.129. Оптические оси (160 замеров) > 7-5-3-1 %



Т.191. Двойниковые швы (100 замеров) > 9-7-5-3-1 %



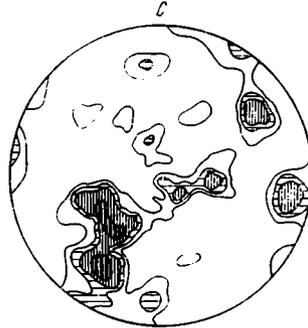
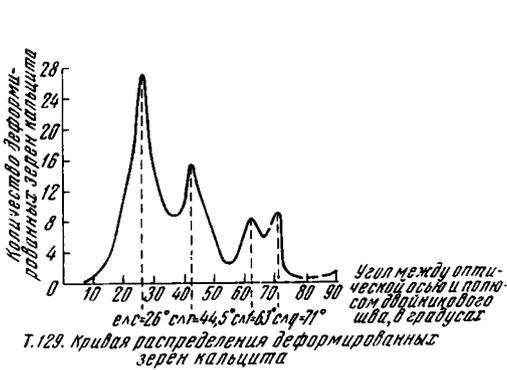
Т.129. Направление двойнивания по $\sigma_1(01\bar{1}2)$ полюс двойникового шва \rightarrow оптическая ось



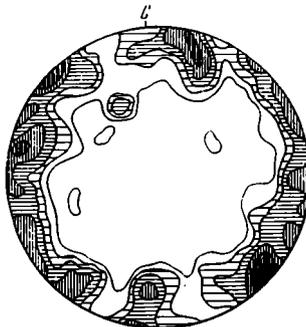
Т.129. Направление трансляции и двойнивания по $\sigma_1(01\bar{1}2)$, $\sigma_2(0\bar{1}1\bar{2})$, $\sigma_3(0\bar{1}1\bar{2})$ опт. ось \rightarrow полюс двойникового шва



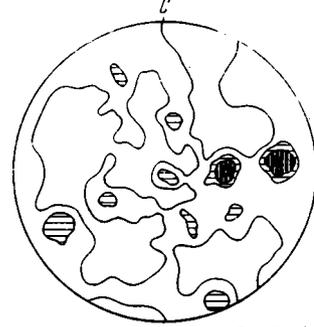
Т.191. Оптические оси (80 замеров) > 5-4-3-2-1 %



Т.190. Оптические оси (70 замеров) > 7-5-3-2-1 %



Т.58. Двойниковые швы > 9-7-5-3-1 % (100 замеров)



Т.58. Оптические оси > 7-5-3-1 % (90 замеров)

Фиг. 32. Диаграмма тектонитов в мраморизованных известняках в зоне Джунгарского разлома (расположение точек наблюдения см. на фиг. 9)

состоят из тончайших, но отчетливо видимых двойниковых пластинок. Реже в них наблюдаются и темные полоски толще следов спайности, но более тонкие, нежели полоски двойникования, которые являются пластинками трансляции, или несдвойникованными пластинками, в понимании Ф. Тернера и Д. Григгса (1958). В отдельных случаях отчетливо видны изгибы двойниковых швов, полосок трансляции и следов спайности и нарушения их микроскопами.

В то же время в мраморизованных известняках, расположенных вдали от разломов, ограничивающих сдвинутый блок, кальцитовые жилки встречаются в основной массе пород редко и признаков динамометаморфизма кристаллов кальцита и ориентировки его не наблюдается.

При изучении ориентировки кальцита обнаружилось, что она не зависит от элементов залеганий мелких жилок и отражает лишь общиспециальности распределения напряжений в зоне Джунгарского разлома.

Детально были исследованы образцы из 4 точек (см. фиг. 9, 32); из каждого образца выпиливались ориентированные пластинки, параллельно горизонтальной и вертикальной плоскостям, из которых изготавливались ориентированные шлифы. Замеры шлифов одного и того же образца совмещались на единой горизонтальной стереографической проекции, по которой строилась диаграмма тектонитов.

Диаграммы полюсов двойниковых швов кальцита характеризуются поясным характером ориентировки и относятся к В-тектонитам (см. фиг. 32). Ось В расположена в плоскости сместителей разломов в положении, близком к вертикальному, и образование пояса обусловлено скорее всего скалыванием по плоскостям, пересекающимся в оси В, и внешним вращением зерен вокруг этой оси. На фоне поясной ориентировки более или менее четко выделяются максимумы, соответствующие двойниковым швам, либо параллельным, либо располагающимся под небольшими (до 10—30°) углами к плоскости сместителя, а также хуже выраженные максимумы, отвечающие двойниковым швам, примерно перпендикулярным к простиранию Джунгарского разлома. Подобная ориентировка явно свидетельствует о сдвиговых перемещениях блоков.

Более сложная картина наблюдается на диаграммах оптических осей. Для их интерпретации оказалось необходимым выделить кристаллы кальцита с разными плоскостями двойникования.

Большинство кристаллов сдвойниковано по одному направлению, реже наблюдается несколько пересекающихся плоскостей двойников в одном зерне; подобные соотношения свидетельствуют о том, что процесс внутреннего вращения, т. е. поворот ранее образовавшихся двойниковых пластинок в процессе последующего двойникования и трансляции развивался в ограниченных масштабах. Это подтверждается графиком распределения, на котором четко выделяются максимумы, соответствующие строго определенным плоскостям двойникования. Большая часть зерен сдвойникована по плоскости e ($01\bar{1}2$), что соответствует закономерности, установленной опытным путем Ф. Тернером и Д. Григгсом (1958). Они же отмечают, что двойники по другим плоскостям — r ($10\bar{1}1$), f ($02\bar{2}1$) и q ($03\bar{3}1$) — наблюдаются в искусственно деформированном кальците крайне редко. Однако в изученных тектонитах они широко распространены. Причина этого не совсем ясна. В качестве рабочей гипотезы, которая нуждается в подтверждении дальнейшими исследованиями в разных районах, а также и экспериментами, можно предложить следующее объяснение.

Если нанести на диаграмму только зерна, сдвойникованные по e , и соединить дугами большого круга полюсы двойниковых швов с соответствующими оптическими осями, то эти линии будут указывать на направление двойникового скольжения в каждом зерне, т. е. будут в известной мере отражать направление скалывающих напряжений. От-

четливо устанавливается, что и оптические оси и полюсы двойниковых швов образуют пояс вокруг центра проекции; двойниковое скольжение происходило по вертикальным швам, но преимущественно в горизонтальном направлении.

Совершенно другую ориентировку образуют зерна, сдвойникованные по r , q и f . Их оптические оси образуют максимум близ центра проекции, а расплывчатый максимум полюсов двойниковых швов составляет с максимумом осей угол $45\text{--}60^\circ$ и располагается в краевой части круга проекции и вследствие этого как бы растворяется среди пояса двойниковых швов на общей диаграмме. Направление двойникового скольжения здесь близко к вертикальному (см. фиг. 32).

Особенности ориентировки тектонитов, вероятно, свидетельствуют о различных движениях блоков вдоль Джунгарского разлома: более ранних горизонтальных и поздних — вертикальных. Сдвиги обусловили преимущественное двойникование по e и образование поясной ориентировки тектонитов. В конце новейшей эпохи вдоль Джунгарского разлома произошло воздымание нижнепалеозойских образований горы Актас, которые к концу среднего — началу верхнего плейстоцена были выведены на поверхность.

В процессе вертикального движения северо-восточного крыла Джунгарского разлома часть зерен кальцита в приразломной зоне вновь подверглась двойникованию, однако к этому времени кристаллы уже обладали ориентировкой в результате предшествовавших сдвигов, а направление вертикальных сил было, по-видимому, неблагоприятным для их двойникования по e . Этим, возможно, объясняется необычное преобладание здесь двойников по r , f и q , образующих отчетливый максимум оптических осей близ центра диаграммы. В отдельных зернах удастся наблюдать пересечение и смещение двойниковых швов по e более поздними швами по r .

Из анализа тектонитов можно сделать еще один вывод. В восточной части сдвинутого блока в долине р. Ргайты в точках 129 и 191 (см. фиг. 9, 32) поясные диаграммы двойниковых швов несколько асимметричны относительно линии простирания Джунгарского разлома: пояс как бы утолщен в их юго-западной части, что указывает на наклон сместителей разломов к юго-западу под углами $70\text{--}75^\circ$, об этом же свидетельствует положение максимума оптических осей и сопряженного с ним максимума двойниковых швов зерен, сдвойникованных вертикальным скольжением по r , f и q . В 2 км западнее, в точке 58, отмеченная асимметрия не выражена, здесь плоскость сместителя залегает вертикально.

ДИАГОНАЛЬНО-СДВИГОВАЯ АССОЦИАЦИЯ СТРУКТУР И ВОЗРАСТ ДВИЖЕНИЙ ПО ВЗБРОСО-СДВИГАМ

У рассмотренных варисских взбросов-сдвигов вдоль Джунгарского разлома чаще всего горизонтальные смещения по амплитуде значительно превышают вертикальные. В основном вследствие горизонтальных смещений в ряде случаев образовались характерные приразломные структурные формы, которые как бы накладываются на преимущественно линейные варисские складки и в совокупности образуют диагонально-сдвиговую ассоциацию структур. К ним относятся дугообразные изгибы осей складок, складки с вертикальными и круто падающими шарнирами, кулисные складки (присдвиговые складки волочения) и мелко-блоковые структуры.

Изгибы осей складок, а также простираний слоев на их крыльях чаще всего плавные и характеризуются значительными радиусами кривизны. У Джунгарского разлома они отмечаются в зоне шириной до 3—5 км, а у мелких взбросо-сдвигов ширина ее не превышает первых

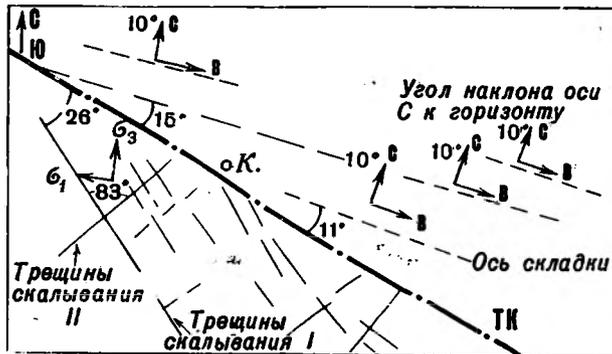
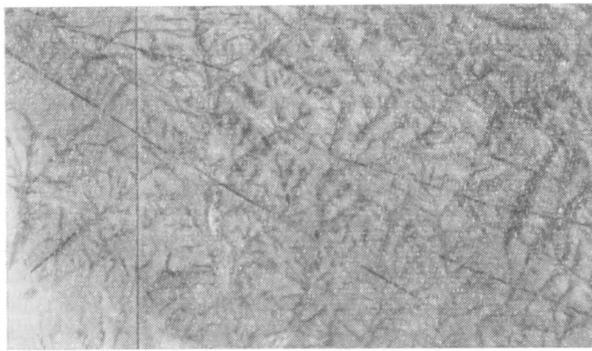
сотен метров. Кроме изгибов в сравнительно узкой приразломной зоне, между Джунгарским и Сандыктас-Чулакским разломами наблюдается дугообразный изгиб в плане оси Сарыбукторской мегантиклинали, которая на западе прослеживается в восток-северо-восточном, а на востоке, в 10—15 км от Джунгарского разлома, приобретает запад-северо-западное простирание (см. фиг. 3). К этому изгибу приурочены наиболее значительные по амплитуде горизонтальных смещений (до 4—10 км) Улендинский, Актуминский и Бельгаинский взбросо-сдвиги.

Более мелкие приразломные изгибы осей складчатых структур у Главного Джунгарского разлома также обычно сопровождаются сдвигами и взбросо-сдвигами по оперяющим разрывным нарушениям. Например, в районе приразломного изгиба к юго-востоку оси Дурнореченской синклинали наблюдаются горизонтальные смещения по взбросо-сдвигам вдоль Карадобинского разлома (см. фиг. 25, 27). Близ плавного изгибания оси Бельгаинской синклинали в зоне Джунгарского разлома, на правом склоне Карасая наблюдается небольшой правый сдвиг, по которому примерно на 0,5 км смещены вертикально залегающие слои красноцветных яшм в отложениях верхней подсветы тастауской свиты (см. фиг. 18, 63). Отчетливо выраженный приразломный изгиб простираний слоев нижнесилурийских отложений горы Актас сопровождается сдвигом, вдоль которого мраморизованные известняки средней подсветы актасской свиты нижнего силура смещены к юго-востоку на 1,5—2 км (см. фиг. 9).

Приразломные изгибы элементов складчатых структур вдоль взбросо-сдвигов являются надежным признаком для определения направлений горизонтальных смещений, что хорошо видно на примере рассмотренного взбросо-сдвига в юго-западной части Бесобинской синклинали (см. фиг. 22). При этом у некоторых взбросо-сдвигов такие изгибы наблюдаются не на всем их протяжении, а лишь локально и в очень узкой, в несколько десятков метров, зоне. В тех случаях, когда происходит приразломное изгибание простираний полого наклоненных слоев, изгибы нередко внешне напоминают части куполов (либо мульд), как это наблюдается в пределах горы Актас (см. фиг. 9).

Складки с вертикальными и круто падающими шарнирами образованы в результате изгибания простираний вертикальных или круто падающих слоев и представлены большей частью мелкими формами шириной в единицы и десятки, гораздо реже первые сотни метров. Они широко распространены на ряде участков близ Дурной речки, особенно в районе развития мелких, «мозаичных» в плане тектонических блоков, прилегающих к Карадобинскому разлому. Здесь стоящие на головах или круто падающие слои отложений визе и наюра — среднего карбона собраны местами в сопряженные друг с другом изгибы (складки с вертикальными шарнирами) размером в несколько метров или несколько десятков метров в поперечнике: некоторые из них нанесены на структурную схему (см. фиг. 27, к югу от западной части разлома 1). Замки складок плавные, округлые, реже близки к килевидным, нагнетания слоев в них не наблюдается: складки относятся к концентрическому типу. Кроме того, мелкие складки с вертикальными шарнирами развиты в нижнесилурийских отложениях горы Актас и в зоне Тюлькуламского разлома в Прибалхашье, а также к юго-западу от Сандыктас-Чулакского разлома в хр. Сарыгура и на других участках.

В общем эти складки близки к вышеупомянутым плавным приразломным изгибам элементов складчатых структур (у этих изгибов, в отличие от рассматриваемых складок, наметить линию шарнира невозможно). Так же как и изгибы, складки с вертикальными шарнирами скорее всего обусловлены горизонтальными движениями в зонах разломов, хотя в деталях механизм их формирования пока не выяснен.



Фиг. 33. Трещины скальвания и оси приразломных кулисных складок

σ_1 и σ_3 — оси главных нормальных напряжений; С и В — оси эллипсоида пластической деформации; ТК — разлом

Кулисные складки (или присдвиговые складки волочения, по Дж. Ж. Мууди и М. Дж. Хиллу, 1960) развиты вдоль Северо-Тюлькуламского, Тюлькуламского и близ юго-восточного окончания Сандыктас-Чулакского разломов.

Наиболее четко они выражены вдоль разломов в узкой (до 1 км) приразломной зоне. Ориентировка таких складок видна на фиг. 33. Их оси прослеживаются в субширотном направлении под углами 11—15° к линии разлома. Складки образованы в отложениях нижнего — среднего девона, представленных переслаивающимися алевролитами, туффитами, песчаниками и туфопесчаниками. Они состоят из сопряженных друг с другом антиклиналей и синклиналей шириной от 0,1 до 1 км, с округлыми замками; углы падения крыльев варьируют от 40 до 60°, наблюдается слабо выраженная асимметрия в поперечном профиле, причем осевые плоскости наклонены к югу под углом, близким к 80°, что примерно соответствует углу наклона сместителя Тюлькуламского разлома. В складках наблюдается нагнетание слоев в их ядра, и они относятся к подобному типу; местами в них четко выражен кливаж осевой плоскости. В соответствии с простиранием осей складок ось С эллипсоида пластической деформации ориентирована в субмеридиональном направлении по азимуту 15—20° и несколько наклонена (под углом около 10°) к северу.

На этом же участке четко наблюдаются две сопряженные системы ровных прямолинейных вертикальных разрывов и трещин складывания,

хорошо дешифрирующихся на аэрофотоснимках. Разрывы и трещины первой из них простираются в северо-западном направлении под углом около 25° к линии Тюлькуламского разлома, являются преобладающими и оперяют его в соответствии с правым сдвигом, разрывы и трещины второй системы простираются под углом около $80\text{--}85^\circ$ к первым в северо-восточном направлении. Биссектриса острого угла между трещинами I и II, с учетом простираения приразломных складок, соответствует оси максимального сжатия σ_3 , которая ориентирована в субмеридиональном направлении по азимуту около 7° . На рассматриваемом участке устанавливается небольшое, но отчетливо выраженное несовпадение осей главных нормальных напряжений и осей эллипсоида пластической деформации: простираение оси σ_3 составляет угол до $8\text{--}13^\circ$ с простираением оси С, что соответствует теоретическим выводам М. В. Гзовского (1959). Последний отметил, что при сдвиге пластическая деформация горных пород в зоне разлома может достигать значительной величины. Отражающий ее эллипсоид деформации в этом случае удлиннен, и его оси испытывают вращение. В то же время ориентировка осей напряжений и оперяющих трещин остается постоянной. Таким образом, возможно некоторое несовпадение осей эллипсоида пластической деформации (А, В, С) с соответствующими осями напряжений (σ_1 , σ_2 и σ_3).

Вдоль Северо-Тюлькуламского разлома приразломные кулисные складки (присдвиговые складки волочения) развиты близ его слияния с Барлык-Алакольским разломом. Их оси прослеживаются в субширотном направлении под углами $30\text{--}35^\circ$ к направлению разлома.

К присдвиговым складкам волочения относятся также складки в конгломератах карадобинской свиты нижней перми, развитые между разрывными нарушениями, оперяющими Карадобинский разлом в $4,5$ км к юго-востоку от Дурной речки, а также верхнепалеозойская грабен-синклиналь, прилегающая к Сандыктас-Чулакскому разлому (см. фиг. 28).

Морфология складок волочения на разных участках различается, ширина их достигает несколько сотен метров, иногда первых километров, углы наклона крыльев большей частью крутые, от $40\text{--}60$ до $70\text{--}80^\circ$. Повсеместно складки располагаются кулисообразно (эшелонированно) и приурочены к приразломной зоне шириной до $0,5\text{--}2$ км, их оси ориентированы в соответствии с положением эллипсоида пластической деформации при сдвиге и при правосторонних смещениях прослеживаются в субширотном, а при левосторонних — в субмеридиональном направлениях.

В рассматриваемом районе кулисные складки развиты локально и на ограниченной площади; при этом углы между осями складок и простираением разломов, которые Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилл приняли равными 15° для теоретических построений, в изученном районе варьируют в широких пределах и на участках развития складок волочения вдоль отдельных разрывных нарушений достигают следующих величин:

1) в северо-восточном крыле Северо-Тюлькуламского разлома, в 25 км к востоку от родника Муллабулак, — $30\text{--}35^\circ$;

2) в северо-восточном крыле Тюлькуламского разлома, в 12 км к западу от горы Тюлькулам, — $11\text{--}15^\circ$;

3) на юго-восточном окончании Сандыктас-Чулакского разлома — от $10\text{--}15$ до $30\text{--}40^\circ$;

4) между разломами, оперяющими Карадобинский разлом в $4,5$ км к юго-востоку от Дурной речки, — $25\text{--}30^\circ$.

Мелкоблочные приразломные структуры на ряде участков наблюдаются в зонах шириной до $1\text{--}2$ км вдоль Джунгарского, Сандыктас-Чулакского и Карадобинского разломов. Они представлены узкими (в сотни метров) клиновидными или близкими к изометрич-

ным блоками, часто различающимися простираниями фрагментов складок в них и испытывавшими друг относительно друга горизонтальные и вертикальные смещения.

На ряде участков развиты сопряженные со сдвигами покровы и надвиги, иногда сопровождающиеся зонами смятия, которые наиболее четко выражены на северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье.

Охарактеризованные разнообразные структуры распространены весьма неравномерно вдоль Джунгарского разлома, существенно различаясь на отдельных участках. Однако повсеместно они развиты преимущественно вблизи от крупных взбросо-сдвигов и с удалением от последних затухают.

Наибольшие по амплитуде горизонтальные смещения по сдвигам и взбросо-сдвигам происходили скорее всего во время завершения складкообразовательных процессов главной фазы складчатости начала верхнего палеозоя. Затем по некоторым взбросо-сдвигам внедрились верхнепалеозойские дайки, которые не затронуты смещениями по разломам. Так, верхнепалеозойскими дайками среднего состава залечен правый взбросо-сдвиг, секущий Бесобинскую синклиналь в ее северо-восточной части (см. фиг. 21), а также отдельные взбросо-сдвиги, ограничивающие тектонические блоки, прилегающие к Сандыктас-Чулакскому и Карадобинскому разломам (см. фиг. 26, 27). Большинство даек в зоне Джунгарского разлома приурочено к разрывам и трещинам, оперяющим взбросо-сдвиги, которые, следовательно, к моменту их внедрения были уже распространены. Таким образом, смещения по разломам происходили в начале верхнего палеозоя до внедрения даек, большая часть которых имеет верхнекаменноугольный возраст. Позднее движения возобновились на участках формирования верхнепалеозойских приразломных грабен-синклиналей, которые были дислоцированы в условиях левых сдвигов по ограничивающим разломам; некоторые из последних затем были залечены (см. фиг. 28) дайками диорит-порфиров постнижнепермского возраста.

Глава IV

РОЛЬ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА В НЕОТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И НОВЕЙШИЕ СДВИГИ

Варисские складчатые сооружения в мезозое и кайнозое подверглись денудации в постгеосинклинальных (субплатформенных) условиях.

В верхнем триасе — нижней юре на отдельных участках территории Восточного Прибалхашья шло накопление лимнических угленосных отложений, которые участвуют в строении пологих складчатых структур типа грабен-синклиналей, наблюдающихся в районе гор Кату, где они на значительной площади ограничены Кши-Алакольским разломом и, по-видимому, испытали по нему значительное горизонтальное смещение.

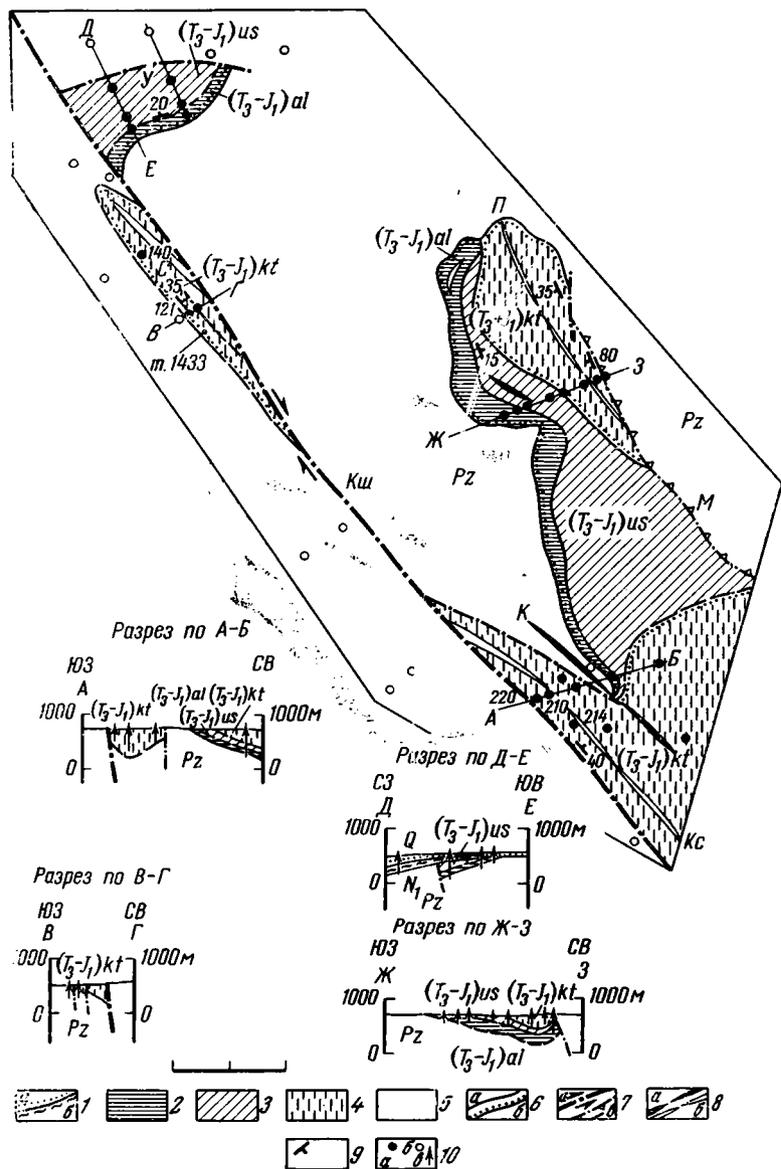
В новейшую эпоху в результате горообразовательных процессов образовались горные поднятия и межгорные впадины, на большом расстоянии разграниченные Джунгарским разломом, который определил тем самым важнейшие черты неотектоники Восточного Прибалхашья и, кроме того, сопровождался разнообразными приразломными структурами. В это время по Джунгарскому разлому возобновились сдвиги значительной амплитуды. Формирование новейшей структуры Восточного Прибалхашья протекало длительно в результате активизировавшихся тектонических движений — различных по масштабу вертикальных и горизонтальных.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С КШИ-АЛАКОЛЬСКИМ РАЗЛОМОМ

В строении мезозойских структур района гор Кату участвуют отложения *рэт-лейаса*, детально изученные при проведении геологоразведочных работ под руководством М. И. Жаймина и В. Ф. Хажигаева в 60-х годах, а также исследований Л. Ф. Белянкина и др. (1961). Последними выделены три свиты: алакольская, узунбулакская и катукская¹ (фиг. 34).

Алакольская свита мощностью около 200 м представлена сероцветными, реже пестроокрашенными бурыми, желтовато-коричневыми и зелеными алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, углями; мощности слоев варьируют от 0,5 до 20 м. В основании наблюдаются маломощные, сильно ожелезненные глинистые (каолинитовые) образования коры выветривания на палеозойских породах; в нижней части преобладают конгломераты и песчаники, выше по разрезу — алевролиты, аргиллиты и песчаники. В составе алакольской свиты выделено шесть пластов угля, переходного от бурого к каменному, мощностью 0,5—7 м.

¹ Стратиграфическая схема Л. Ф. Белянкина и др. (1961) разработана с учетом более ранних исследований А. К. Бувалкина и М. И. Жаймина (1958), выделивших в *рэт-лейасовых* отложениях пять свит: алевролитопесчаниковую, конгломератовую, угленосную (которые в совокупности соответствуют алакольской свите), полосчатую (узунбулакскую, по Л. Ф. Белянкину и др.) и песчанико-конгломератовую (соответствующую катукской свите Л. Ф. Белянкина и др.).



Фиг. 34. Схема строения мезозойских структур района гор Кату (со снятым кайнозойским покровом). Составлена с использованием данных Л. Ф. Белянкина, М. И. Жаймина, В. Ф. Хажобаева и наблюдений автора

1 — четвертичные (а) и неогеновые (б) рыхлые отложения (на разрезе по Д—Е); 2—4 — рэт-лейас: 2 — алакольская свита — конгломераты, песчаники, алевриты, угли, 3 — узунбулакская свита — алевриты, аргиллиты, песчаники, 4 — катуская свита — конгломераты, песчаники, алевриты; 5 — палеозойские образования; 6 — стратиграфические контакты согласные (а) и несогласные (б); 7 — разрывные нарушения главные (а) и второстепенные (б), стрелками — направление сдвигов, треугольниками — наклон сместителя; 8 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 9 — элементы залегания слоев; 10 — скважины, вскрывшие под кайнозойское отложения рэт-лейаса (а) и палеозоя (б), в — скважины на разрезах. П — Пограничная грабен-синклиналь; К — Кусакская антиклиналь; Кс — Кусакская синклиналь; С — смещенная часть Кусакской синклинали на Сартологайском участке; У — Узунбулакская моноклиналь.

Разломы: Кш — Кши-Алакольский, М — Малокатусский; т. 1433 — точка наблюдения трещиноватости

Узунбулакская свита согласно залегает на алакольской и состоит преимущественно из сероцветных алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников, большей частью тонко, «ленточно» переслаивающихся. Мощность ее 180 м.

Катуская свита трансгрессивно, с размывом и явным несогласием перекрывает разные горизонты узунбулакской и алакольской свит (см. фиг. 34) и в отличие от них характеризуется преобладанием грубообломочных пород: зелено-серых и пестроокрашенных гравелитов и конгломератов с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощности слоев варьируют от нескольких до первых десятков метров. Мощность катуской свиты превышает 300 м.

По всему разрезу рэт-лейасовых отложений встречаются многочисленные остатки флоры, изученные Э. В. Романовой (1958) и Э. Р. Орловской (1963) и подтверждающие, по их данным, рэт-лейасовый возраст.

Мезозойские структуры района гор Кату представлены в основном Пограничной грабен-синклиналью, Кусакской антиклиналью и Кусакской синклиналью (см. фиг. 34).

Пограничная грабен-синклиналь наблюдается в подковообразной котловине ореди гор Кату. Ее ось прослеживается в северо-западном направлении, юго-западное крыло широкое (до 2 км) и пологое (10—15°), а северо-восточное — узкое и более крутое (30—40°). Грабен-синклиналь односторонняя и резко оборвана с северо-востока, где проходит Малокатуский взброс, по которому палеозойские породы надвинуты на отложения рэт-лейаса. Плоскость сместителя, по данным бурения, наклонена к северо-востоку под углом, близким к 70° (Жаймин, 1965). Параллельно линии взброса в рэт-лейасовых отложениях наблюдается большое число круто падающих трещин кливажа разлома; по некоторым из них произошли небольшие вертикальные перемещения амплитудой до 0,5—2 м.

К юго-западу от Пограничной грабен-синклинали располагаются Кусакская антиклиналь и Кусакская синклиналь (см. фиг. 34), ширина которых около 1 км, оси прослеживаются в северо-западном направлении более чем на 5 км, углы наклона крыльев варьируют от 15—20 до 40—50°.

Охарактеризованные структурные элементы в рэт-лейасовых отложениях простираются в северо-западном направлении наложенно по отношению к варисским складчатым структурам субширотного простирания. Их формирование произошло, по-видимому, в результате фазы тектонических движений на рубеже юры и мела, установленной в Джунгарской впадине (Саидов, 1956). К этому же времени, вероятно, относится внедрение развитых здесь секущих их даек диорит-порфиритов.

Соотношение мезозойских структур с Кши-Алакольским разломом позволяет предполагать значительный по амплитуде правосторонний сдвиг. Названный разлом, так же как и другие разрывные нарушения Джунгарской системы, сетчатые варисские складчатые дислокации и хорошо выражен в рельефе, прослеживаясь уступами к северо-востоку либо к юго-западу, местами — седловинами и цепочкой родников (см. фиг. 11).

Южнее гор Кату Кши-Алакольский разлом резко ограничивает Кусакскую синклиналь. Ее юго-западное крыло в зоне разлома залегает с углами наклона порядка 30—50°, причем в его пределах устанавливается большое число межпластовых срывов и зеркал скольжения, наблюдающихся в керне буровых скважин.

По обе стороны от межпластовых срывов углы наклона слоев рэт-лейасовых отложений нередко изменяются, иногда в широких пределах. Так, например, по данным М. И. Жаймина и В. Ф. Хажигаева, в скв. 210 в интервале 0—115 м углы падения слоев варьируют от 55 до 60°,

ниже, в интервале 115—260 м, они достигают 40°, еще ниже углы падения слоев варьируют от 10 до 25°. В скв. 214 в интервале 0—63 м углы падения слоев составляют 55°, ниже, в интервале 63—75 м, они уменьшаются до 45—50°, еще ниже — достигают 30—35°, а глубже 184 м равны 9—11°. В скв. 220 в интервале 0—33 м углы падения слоев достигают 60°, а глубже варьируют от 30 до 50°.

Аналогичным строением характеризуется смещенная по Кши-Алакольскому разлому часть Кусакской синклинали, располагающаяся в пределах так называемого Сартологайского участка (см. фиг. 34)¹. Здесь юго-западное крыло синклинали также залегает с углами наклона 30—50° и сильно нарушено пологими, нередко межпластовыми зеркалами скольжения, установленными бурением. Кроме того, в скв. 140 наблюдается тектонический срыв по контакту рэт-лейасовых и палеозойских пород; последние представлены песчано-глинистыми сланцами, сильно переметыми и разбитыми зеркалами скольжения.

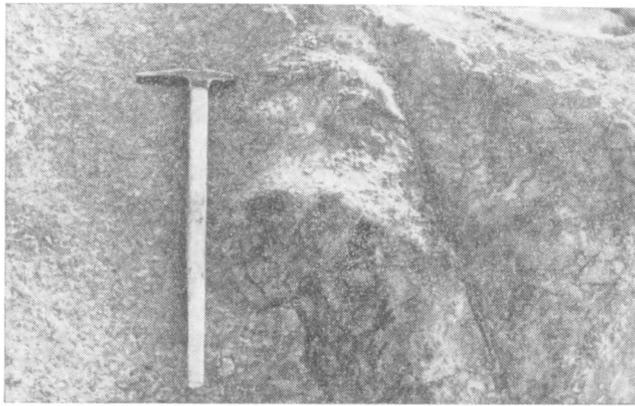
На обоих участках в строении Кусакской синклинали участвуют идентичные рэт-лейасовые отложения, представленные конгломератами, песчаниками и алевролитами катуской свиты, включающими прослойки и линзы аргиллитов и углефицированные остатки флоры.

К югу от гор Кату в зоне Кши-Алакольского разлома в строении Кусакской синклинали принимают участие зеленовато-серые и желто-бурые конгломераты, песчаники, реже алевролиты; мощность их до 350 м. Характерна невыдержанность состава по простиранию, что хорошо видно при сравнении разрезов скважин 214, 220 и 210; в первых двух конгломераты и песчаники резко преобладают, а в последней значительная доля приходится и на алевролиты. Встречаются также темно-серые аргиллиты, нередко углистые.

Среди рэт-лейасовых отложений Сартологайского участка преобладают аналогичные зелено-серые, иногда бурые и красно-бурые конгломераты, в подчиненном количестве развиты сероцветные и желто-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты, местами углистые. Состав их не выдержан по простиранию, что хорошо видно по данным бурения скважин 121 и 140, в первой из которых в разрезе в заметном количестве присутствуют аргиллиты, тогда как во второй их почти нет. Мощность рэт-лейасовых отложений в скв. 3 более 180,27 м, подошва их не вскрыта. Л. Ф. Белянкиным и др. (1961) рэт-лейасовые отложения Сартологайского участка ошибочно отнесены к алакольской свите, однако по составу они характерны для катуской свиты. Естественно, что в них отсутствуют повсеместно развитые в алакольской свите слои угля, несмотря на значительную мощность, вскрытую бурением. Таким образом, в рэт-лейасовых отложениях Сартологайского участка и Кусакской синклинали, расположенных в противоположных крыльях Кши-Алакольского разлома, преобладают конгломераты и песчаники, характерна невыдержанность состава по простиранию и отсутствие слоев угля.

В то же время рэт-лейасовые отложения Сартологайского и Узунбулакского участков, расположенных в непосредственной близости в крыльях Кши-Алакольского разлома, резко различаются по составу и характеру залегания (фиг. 34). На Узунбулакском участке отложения

¹ Начиная с работ Б. Л. Афанасьева 1933 г. все исследователи проводили северо-восточное ограничение рэт-лейасовых отложений Сартологайского участка по небольшому разрывному нарушению (см. фиг. 11, 1), полагая, что удлиненный холм между этим нарушением и Кши-Алакольским разломом сложен породами палеозоя. Этой ошибки не избежал и автор (Войтович, 1964б). Однако затем было выяснено, что в пределах указанного холма развиты ниже-среднечетвертичные глыбово-щербнистые отложения с громадными (до 0,5—2 м в поперечнике) глыбами, которые принимались за коренные выходы. Рэт-лейасовые отложения продолжают под нижним — средним плейстоценом вплоть до Кши-Алакольского разлома.

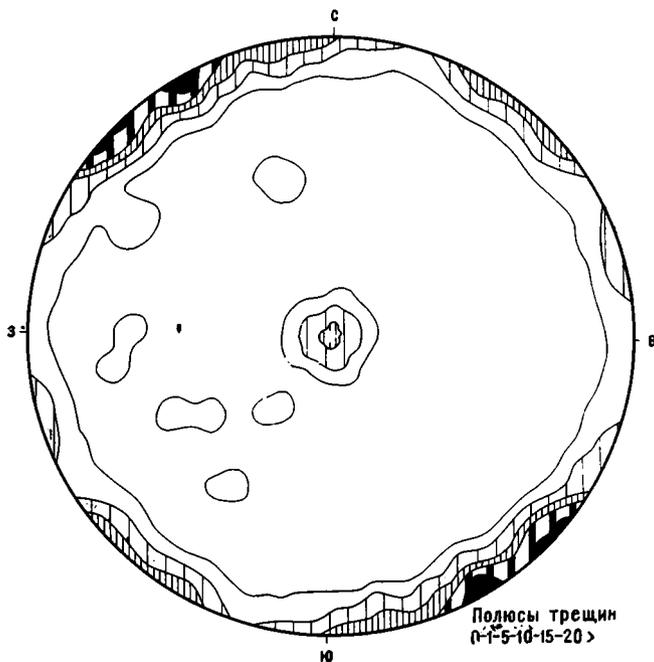


Фиг. 35. Трещины скалывания, выполненные прожилками железистого карбоната в раздробленных алевролитах рэт-лейаса на Сартологайском участке гор Катэ

рэт-лейаса залегают с пологими ($15-20^\circ$) выдержанными углами наклона слоев к северо-западу, образуя моноклиналь. В их составе преобладают тонкообломочные терригенные породы алакольской и узунбулакской свит. Алакольская свита мощностью $20-50$ м состоит из сероцветных алевролитов, аргиллитов, песчаников и конгломератов с одним угольным пластом мощностью $1,2-3,7$ м. Узунбулакская свита мощностью до $160-170$ м представлена аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников и конгломератов.

Горизонтальные смещения вдоль Кши-Алакольского разлома подтверждаются анализом трещиноватости в рэт-лейасовых отложениях, которая четко наблюдается в обнажении на Сартологайском участке, расположенном в юго-западном крыле разрывного нарушения северо-западного направления (см. фиг. 34, т. 1433). Здесь выходят желто-серые алевролиты и песчаники катуской свиты, которые на площади около $20-30$ м² сильно раздроблены мелкими трещинками на отдельности размером $0,5-2$ см и превращены в тектониты. Последние в свою очередь пронизаны многочисленными прямолинейными трещинами скалывания, выполненными тонкими ($0,2-0,6$ см) прожилочками ожелезненного кальцита (фиг. 35). Выделяются следующие системы трещин: 1) пологие, почти горизонтальные; 2) близкие к вертикальным, образующие на диаграмме пояс вокруг центра проекции; на фоне пояса выделяются два максимума, один из них, наиболее ярко выраженный, соответствует трещинам, простирающимся по азимуту СВ $30-70^\circ$, второй максимум охватывает трещины по азимуту СЗ $295-325^\circ$ (фиг. 36). Особенностью ориентировки трещин является весьма расплывчатый характер максимумов и образование пояса вокруг центра проекции. Формирование трещин происходило путем скалывания по плоскостям, пересекающимся по близкой к вертикальной линии (оси σ_2) в плоскости сменителя, что характерно для сдвигов.

Таким образом, взаимоотношения мезозойских структур с Кши-Алакольским разломом позволяют предположить их смещение значительным по амплитуде (порядка 10 км) правым сдвигом. Возраст сдвига пока не ясен, не исключено, что он возобновлялся неоднократно, в том числе в конце кайнозоя, и вследствие этого к северо-западу от гор Катэ наблюдается горизонтальное смещение береговой линии верхнетерритичного озерного бассейна, которое четко выражено на аэрофотоснимках и на местности благодаря приуроченности к озерным пескам голоценовых озерно-болотных осадков. Это смещение трудно объяснить



Фиг. 36. Диаграмма трещиноватости в отложениях рэт-лейаса (в точке наблюдения 1433, см. фиг. 34)

только вертикальными конседиментационными движениями, поскольку здесь приподнят северо-восточный блок с уступом по Кши-Алакольскому разлому до 10—12 м (см. фиг. 11).

С учетом предполагаемых сдвиговых смещений представляется возможность объяснить особенности расположения мезозойских структур. Все исследователи указывали, что мелкие разобщенные выходы рэт-нижнеюрских отложений на северо-западе гор Кату являются обрывками значительно более крупных структурных форм. Однако, несмотря на большой объем бурения, этих структур обнаружить не удалось. Поскольку на Сартологайском участке наблюдается смещенная сдвигом часть Кусакской синклинали, продолжение Узунбулакской моноклинали следует искать в юго-западном крыле Кши-Алакольского разлома в районе побережья залива Кши-Алаколь. Тем самым намечается новый район для поисков юрских угленосных отложений.

Помимо рассмотренных мезозойских структур Восточного Прибалхашья, на территории КНР непосредственно к северо-востоку от Джунгарского разлома располагается Джунгарская впадина, в строении которой принимают участие мощные терригенные отложения мезозоя и кайнозоя, представленные, по данным М. Н. Саидова (1956), глинисто-песчано-конгломератовыми красноцветами триаса (мощностью до 1000—1500 м), лимническими угленосными отложениями нижней — средней юры (до 2000 м), пестроцветными глинами с прослоями песчаников и карбонатных пород верхней юры — миоцена (до 3500 м) и грубообломочными отложениями моласс плиоцен-четвертичного возраста (до 1000 м). Линия разлома здесь в течение большей части мезозоя и кайнозоя была выражена уступом в рельефе, ограничивая область накопления Джунгарской впадины (Синицын, 1963). Не исключено, что и в пределах СССР к северо-востоку от Джунгарского разлома на отдельных участках под рыхлыми кайнозойскими отложениями также развиты погребенные мезозойские структуры.

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Новейшая структура рассматриваемой территории образовалась путем деформации поверхности выравнивания на палеозойских породах, формировавшейся в мезозое и в течение значительной части кайнозойского времени и в результате новейших горообразовательных процессов приподнятой в горных поднятиях и опущенной в межгорных впадинах. Таким образом, морфология новейших структур определяется характером залегания поверхности выравнивания и перекрывающих ее во впадинах кайнозойских рыхлых отложений. Последние обычно почти не дислоцированы, характеризуются пологими, близкими к горизонтальным углами наклона слоев и лишь местами в зонах разломов залегают круче и иногда смяты в складки.

Кайнозойские отложения представлены преимущественно красноцветными песчано-глинистыми осадками палеоген-миоценового возраста, палевыми, желто-серыми, бурыми и зеленовато-серыми гравийными песчаниками, конгломератами и глинами плиоцена и разнообразными по составу в значительной части сероцветными грубообломочными отложениями четвертичной системы.

Палеоген-миоценовые отложения характеризуются преобладанием красно-бурых, реже пестроокрашенных, зеленовато-серых и белых глин с прослоями мергелей, а также песков, песчаников и иногда гравийников, количество которых существенно варьирует на разных участках; местами в основании наблюдаются гравийные пески и мелкогалечные конгломераты.

С. В. Калесником (1931, 1933) у с. Андреевки в красно-бурых глинах собраны плохой сохранности костные остатки *Carnivora* и *Artiodactyla*, свидетельствующие, по мнению определившего их А. А. Борисьяка, об олигоцен-миоценовом возрасте вмещающих отложений. Последние С. В. Калесником выделены как алакольская свита олигоцен-миоцена.

В 60-х годах в Колпаковской депрессии и на прилежащих к ней участках стратиграфия красноцветного комплекса была значительно уточнена исследованиями Л. К. Диденко-Кислицыной и Н. Н. Костенко. В 7 км к северу от с. Андреевки на правом берегу р. Чинжалы ими обнаружен костеносный горизонт, из которого несколько раз производились сборы и определения органических остатков. По данным исследований Н. Н. Костенко 1968 г., собраны и определены следующие остатки млекопитающих: *Schlosseria* sp., *Lophiodontidae* gen. sp., *Ischyromyidae* gen. nov., *Prothyracodon* sp. nov., *Tapiroidea* (по заключению определившего их М. Д. Бирюкова, фауна характерна для среднего — верхнего, скорее всего среднего эоцена). Кроме того, определены остатки рыбы *Amia borroisi* Leriche (определение Г. Д. Хисаровой), черепах семейств *Emydoidea* gen. indet. и *Trionychidae* (определения В. В. Кузнецова), остракод *Cyprinotus* cf. *novellis* Bod., *C.* cf. *espinicus* (определение С. Ф. Меньшикова), остатки гидрогонитов харовых водорослей *Peckichara coronata* (Peck. et Beker) L. (определение В. Д. Никольской).

Выше костеносного горизонта в красно-бурых глинах на ряде участков обнаружены остракоды, в том числе характерные для олигоцен-миоцена: *Ilyocypris cornae* Mand., *I. kalkanensis* Bod., *Eucypris glabra* Bod. (определения С. Ф. Меньшикова).

На юго-западной окраине гор Улькенсайкан В. Е. Гендлером в прослое мергеля среди красно-бурых глин найдены остатки *Abramis*, *Lucioperca*, *Exos* (?), *Leuciscus* (?), которые, по мнению определившего их В. Д. Лебедева, скорее всего по возрасту относятся к верхам олигоцена — миоцену.

Таким образом, накопление песчано-глинистых отложений началось до среднего эоцена и продолжалось в олигоцене — миоцене. Общая

мощность толщи в Колпаковской депрессии не менее 180—200 м, причем здесь в ее составе Л. К. Диденко-Кислициной выделены: 1) *палеоцен* (?) — пески, песчаники, конгломераты; 2) *тункурузская свита нижнего эоцена* — пепельно-серые глины; 3) *колпаковская свита среднего — верхнего эоцена* — красные и пятнистые глины, включающие костеносный горизонт; 4) *актауская свита олигоцена* — серые и красные глины; 5) *алакольская свита миоцена* — ярко-красные и кирпично-красные глины (Геология и металлогения Джунгарского Алатау, 1966).

Следует отметить, что в одной из работ Л. К. Диденко-Кислициной (1968) высказано несколько иное мнение о возрасте рассматриваемых отложений: залегающие местами в их основании пески, песчаники и конгломераты отнесены к верхнему палеогену на основании остатков рептилий и млекопитающих, собранных в аналогичных отложениях на юго-западе Джунгарского Алатау; вышележащие, преимущественно, красноцветные и зелено-серые глины отнесены к миоцену. Такой же стратиграфической схемы придерживался и Ю. А. Твердислов в 1964 г. при проведении ВАГТ геологических съемок в Джунгарском Алатау.

За пределами детально изученного района Колпаковской депрессии рассмотренные отложения фаунистически не охарактеризованы. На ряде участков в зоне Джунгарского разлома из-под четвертичных отложений выступают лишь их верхи, представленные обычно красноцветными глинами с прослоями мергелей, реже песчаников, которые в данной работе с известной условностью отнесены к миоцену, хотя местами не исключен и более древний, палеоген-миоценовый, их возраст.

В опорной скважине Алакольской впадины к миоцену Л. К. Диденко-Кислициной отнесены красно-коричневые глины, вскрытые непосредственно у забоя на глубине 789—800 м от поверхности.

Охарактеризованные красноцветные песчано-глинистые отложения накапливались преимущественно в озерных условиях, и лишь на отдельных участках шло образование аллювиальных и пролювиальных песков и галечников; горного рельефа в это время еще не существовало.

Плиоценовые отложения обнаруживают существенные различия во впадинах и в пределах горных поднятий. Во впадинах они представлены преимущественно желто-бурыми и коричнево-бурыми глинами, часто загипсованными, иногда песчанистыми, содержащими прослой щебнистых и щебнисто-гравийных супесей и песков. С подстилающими красно-бурыми глинами миоцена они связаны постепенными переходами и нередко отделены от них с некоторой условностью. В опорной скважине Алакольской впадины мощность плиоценовых отложений около 350 м, в них, по данным Л. К. Диденко-Кислициной и Е. П. Кислицина, собраны характерные для верхнего плиоцена остракоды *Cyprideis littoralis* Brady, *Limnocythere* ex gr. *gibbera* Brady, *L. aff. alveolata* Susin., *L. aff. relicta* (Lilljeborg), *L. alacosta* Mensch., *Eucypris elavata* (Baird) (определения С. Ф. Меньшикова).

В горных поднятиях, в том числе и в зоне Джунгарского разлома, отложения плиоцена имеют локальное распространение и представлены палевыми, желто-бурыми, розовыми и зеленовато-серыми песками и песчаниками, гравийниками и мелкогалечными конгломератами и конгломерато-брекчиями с прослоями глин, которые местами с резким несогласием ложатся на красно-бурые глины миоцена либо на палеозойские породы. В районе западной окраины гор Текели на правом берегу р. Шинжалы к плиоцену Н. Н. Костенко в 1968 г. отнесена толща желто-бурых и розовых песков и галечников с большим количеством галек кварцевых кератофинов, включающая прослой глин; мощность их около 50 м. Сходные по составу желто-бурые пески и галечники с галькой кварцевых кератофинов охарактеризованы В. Е. Гендлером в районе гор Улькенсайкан и также отнесены к плиоцену.

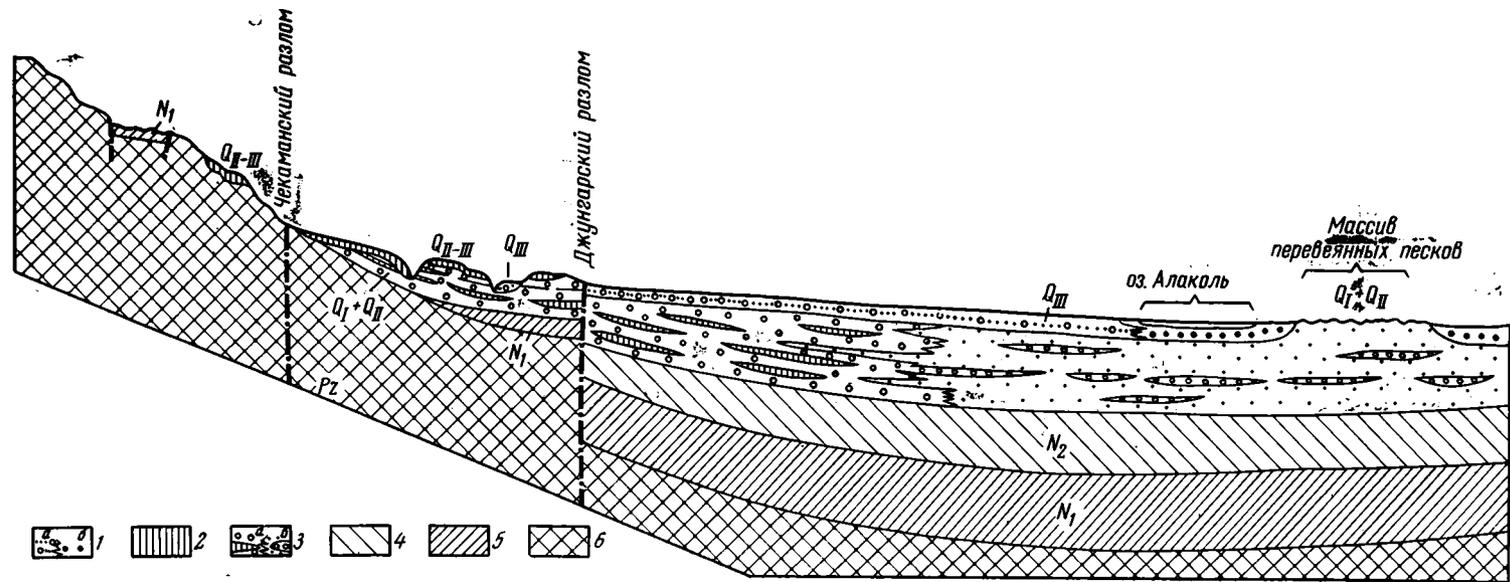
Значительная часть плиоценовых отложений накапливалась в озерных условиях, особенно во впадинах. В пределах поднятий среди них широко распространены аллювиально-пролювиальные пески и галечники. В плиоцене начались новейшие горообразовательные процессы, о чем говорят мощные толщи грубообломочных плиоценовых моласс, сформировавшихся в бортовых частях Илийской и Джунгарской впадин. Однако в рассматриваемой части Восточного Прибалхашья, прилегающей к Джунгарскому разлому, высоких и резко расчлененных горных поднятий, вероятно, еще не образовалось. Об этом свидетельствует преобладание среди осадков плиоцена песков и мелкообломочных галечников, что особенно хорошо видно при сравнении их с грубообломочными отложениями четвертичной системы.

Четвертичные отложения представлены нижним и средним плейстоценом, средним — верхним плейстоценом, верхним плейстоценом и голоценом, взаимоотношения между которыми в зоне Джунгарского разлома и в прилежащих частях поднятий и впадин выглядят следующим образом (фиг. 37).

У подножия Джунгарского Алатау располагается широкая слабо наклонная поверхность предгорного шлейфа на верхнеплейстоценовых делювиально-пролювиальных отложениях, которые к центральным частям Алакольской впадины фациально переходят в озерные пески. Над равнинной поверхностью, сформированной на верхнечетвертичных осадках, возвышаются отдельные останцы более древнего рельефа, сложенные отложениями нижнего и среднего плейстоцена. К ним в Алакольской котловине относятся массивы озерных песков, а в области предгорий — части древних шлейфов и конусов выноса в грубообломочных делювиально-пролювиальных накоплениях нижнего — среднего плейстоцена. Отложения древних конусов выноса на ряде участков с перерывом и несогласием перекрыты лёссовидными супесями, образующими четкий маркирующий горизонт между ниже-среднечетвертичными и верхнечетвертичными отложениями и в связи с этим отнесенными Ю. А. Твердисловым в 1964 г. к среднему — верхнему плейстоцену.

Нижний — средний плейстоцен наиболее изучен в северо-западной части Джунгарского Алатау в районе Колпаковской депрессии. Здесь, по данным Л. К. Диденко-Кислицыной (1965, 1968), нижний плейстоцен представлен верхнегобийскими валунно-галечными конгломератами мощностью до 5—80 м, обычно крепко сцементированными, и вышележащей котурбулакской свитой (по наименованию Н. Н. Костенко) слабо сцементированных валунно-галечных отложений с лёссовидными суглинками, мощность ее до 200 м. Нижнечетвертичные отложения образуют наиболее древние конуса выноса и, кроме того, местами, например на правом берегу р. Тентек, развиты на поверхности гор, расположенных к северу от Колпаковской депрессии, где они несогласно перекрывают миоценовые, плиоценовые и палеозойские отложения. К среднему плейстоцену ею отнесены валунно-галечные отложения и лёссовидные суглинки, слагающие в Колпаковской депрессии четвертую и третью надпойменные террасы рек. В слоистых суглинках третьей террасы высотой 40—50 м Л. К. Диденко-Кислицыной собраны кости *Bison priscus longicornis* W. Grom. (определение В. С. Бажанова), что свидетельствует о среднечетвертичном возрасте толщи.

За пределами детально изученного района Колпаковской депрессии ниже-среднечетвертичные отложения образуют у подножия Джунгарского Алатау останцы древних конусов выноса, возвышающиеся над поверхностью верхнечетвертичной предгорной равнины, четкие критерии для выделения среди них нижнего и среднего плейстоцена часто отсутствуют, вследствие этого при проведении настоящих исследований они большей частью отнесены к нижнему — среднему плейстоцену.



Фиг. 37. Схема соотношений плиэне-среднечетвертичных, средне-верхнечетвертичных и верхнечетвертичных отложений в зоне Джунгарского разлома

1 — верхний плейстоцен — пролювиальные валунно-галечно-щебанистые отложения (а), озерные пески с прослоями глин, супесей и галечников (б); 2 — средний — верхний плейстоцен — золотые лёссовидные супеси и суглинки; 3 — нижний-средний плейстоцен (а) — пролювиальные валунно-галечно-щебанистые отложения с прослоями и линзами лёссовидных супесей и суглинков, б — озерные пески с прослоями галечников; 4 — плиэцен-желто-бурые песчанистые глины и суглинки, конгломераты, пески, песчаники; 5 — миоцен-красно-бурые глины с прослоями и линзами песков, песчаников и мергелей; 6 — скальные породы палеозоя

В опорной скважине Алакольской котловины отложения нижнего — среднего плейстоцена согласно залегают на плиоценовых и представлены гравийно-песчано-галечными, реже валунно-галечными осадками с частыми прослоями буровато-серых и желто-серых суглинков, иногда лёссовидных, мощностью от нескольких до 20—37 м. Их нижняя часть мощностью 141 м с известной условностью отнесена Е. П. Кислицыным к нижнему плейстоцену, а верхняя часть мощностью 218 м — к среднему плейстоцену. В нижнечетвертичных осадках собраны остракоды *Cyprideis littoralis* Brady, *Limnocythere* ex gr. *gibbera* Brady., в среднечетвертичных отложениях обнаружены *Eucypris ornata*, *E. aff. lutaria*, *E. crassa* Müller, *E. notabilis* Schneider, *Candoniella albicans* Brady, *C. aff. convexa* Livental, *C. narcida* Mand. (определения С. Ф. Меншикова).

Озерные пески, образующие древние массивы в Алакольской котловине, по мнению З. А. Сваричевской (1952, 1965), формировались в обширном бассейне периода крупного обводнения, соответствующего среднечетвертичному оледенению. Однако Н. Н. Костенко (1956) высказал мнение о более древнем, нижнечетвертичном, возрасте некоторых гипсометрически наиболее приподнятых массивов озерных песков.

Средний — верхний плейстоцен представлен желто-серыми эоловыми лёссовидными супесями и суглинками, сильно карбонатными и слюдитыми, которые с перерывом и несогласием перекрывают нижне-среднечетвертичные отложения древних конусов выноса и местами заполняют сформированные на последних эрозионные врезы, как это отчетливо наблюдается в предгорьях гор Джабык. На отдельных участках лёссовидные супеси ложатся на палеозойские образования и в значительном количестве содержат обломки близлежащих палеозойских пород, характеризуясь в этом случае смешанным эолово-делювиальным генезисом. Мощность лёссовидных супесей достигает 20—50 м и более. Они образуют четкий горизонт между нижне-среднечетвертичными и верхнечетвертичными отложениями и вследствие этого были с некоторой условностью отнесены Ю. А. Твердисловым в 1964 г. к среднему — верхнему плейстоцену, хотя и не исключено, что они формировались только в конце среднего плейстоцена.

Следует отметить, что местами в Джунгарском Алатау лёссовидные супеси залегают на палеозойских породах на высоком гипсометрическом уровне и в этом случае могут иметь более древний — ниже- или среднечетвертичный возраст, поскольку их накопление происходило неоднократно в нижнем и среднем плейстоцене, о чем свидетельствуют многочисленные прослои лёссовидных пород в ниже-среднечетвертичных отложениях. Это, впрочем, не противоречит, на наш взгляд, правильному и очень важному для изучения неотектоники выделению маркирующего горизонта лёссовидных супесей, залегающего между нижним — средним и верхним плейстоценом и прослеживающегося на значительной площади.

Верхний плейстоцен у подножия Джунгарского Алатау и гор Пограничной Джунгарии представлен аллювиально-пролювиальными и делювиально-пролювиальными валунно-галечно-щебнистыми отложениями, образующими широкие предгорные шлейфы, состоящие из сливающихся друг с другом и прекрасно выраженных на местности и аэрофотоснимках конусов выноса. По направлению к центральной части Алакольской котловины грубообломочные отложения предгорных шлейфов переходят в желтовато-серые озерные пески с прослоями супесей, глин и галечников, которые обычно вложены в озерные пески и галечники нижнего — среднего плейстоцена, отделяясь от них уступами, маркирующими береговую линию верхнечетвертичного озерного бассейна.

В опорной скважине, пройденной в Алакольской котловине, толща верхнего плейстоцена сложена гравийно-галечными отложениями с песком и глиной; мощные слои лёссовидных суглинков, развитые ниже

по разрезу, отсутствуют. Мощность осадков верхнего плейстоцена и такого же по составу голоцена близка к 70 м.

В Колпаковской депрессии к верхнему плейстоцену относится валунно-галечный аллювий II надпойменной террасы рек высотой порядка 10—20 м.

Верхнечетвертичные отложения на разных участках перекрывают палеозойские, неогеновые, ниже-среднечетвертичные и средне-верхнечетвертичные отложения и в области предгорий обычно хорошо отделяются от них по геоморфологическим признакам. В верхнечетвертичных озерных песках в восточной части Алакольской котловины З. А. Сваричевской собрана фауна пресноводных моллюсков и кости млекопитающих (позвонок верблюда и фрагмент лопатки мелкого парнокопытного), сохранность которых, по мнению Ю. А. Орлова, типична для остатков не древнее верхнего плейстоцена.

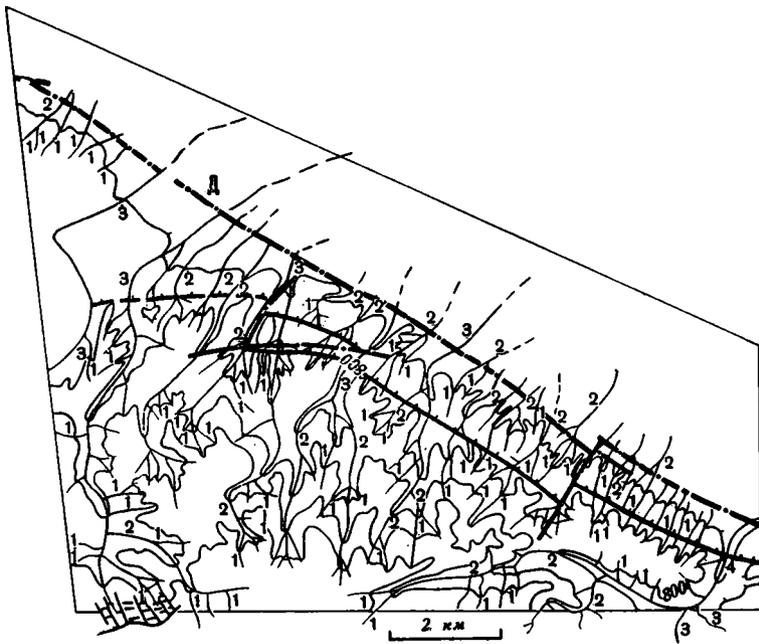
Голоцен представлен аллювиальными и пролювиальными валунно-галечными отложениями пойменных террас рек и озерно-болотными суглинками и супесями; мощность их обычно измеряется единицами метров, а формирование на ряде участков продолжается в настоящее время.

В четвертичном периоде произошла резкая активизация горообразовательных процессов и сформировался высокогорный рельеф Джунгарского Алатау, что сопровождалось накоплением четвертичных моласс, в значительной части грубообломочных.

П. К. Диденко-Кислициной и Н. Н. Костенко на основе анализа взаимоотношений между кайнозойскими отложениями и формами рельефа, в том числе педиментами на склонах гор, рассмотрена история формирования новейшей структуры Джунгарского Алатау и выделены фазы резкого усиления тектонических движений, в том числе верхнеплиоценовая хоргосская, нижнечетвертичная — койбынская и джунгарская на границе нижнего и среднего плейстоцена (Диденко-Кислицина, 1968). Кроме того, местами, особенно в зоне Джунгарского разлома, резко выражена еще одна фаза движений, приуроченная к верхам среднего плейстоцена и проявившаяся перед накоплением горизонта средне-верхнечетвертичных лёссовидных супесей, что подробно рассматривается в следующем разделе, посвященном новейшим приразломным структурам.

В пределах горных поднятий кайнозойские отложения на значительной площади отсутствуют и строение новейшей структуры определяется только по характеру залегания поверхности выравнивания на палеозойских породах. Последняя формировалась в течение мезозоя и значительной части кайнозоя. На ряде участков денудационная поверхность была перекрыта законсервировавшими ее отложениями палеогена и миоцена, однако местами ее формирование продолжалось, вероятно, вплоть до плиоцена, когда началось новейшее горообразование. Таким образом, возраст поверхности выравнивания доплиоценовый. Точнее определить возраст денудационной поверхности удастся далеко не всегда, поскольку кайнозойские отложения на ней зачастую отсутствуют.

На тех участках, где поверхность выравнивания размыта, представляет интерес построение вершинной поверхности путем морфометрического анализа топографических карт. На фиг. 38 изображен небольшой участок склона гор, представляющий собой несколько размытую, полого наклонную поверхность выравнивания, причем ее останцы местами хорошо выражены. Вершинная поверхность, построенная по водоразделам между долинами, расчленяющими склон по падению, приблизительно соответствует поверхности выравнивания. На рассматриваемом участке проведена изогипса 800 м вершинной поверхности (при проведении изогипсы она была несколько спрямлена, поскольку слабоволнистые ее изгибы отражали бы разную степень денудации отдельных водоразделов, а не залегание поверхности выравнивания).



Фиг. 38. Морфометрия участка склона гор, обращенного к разлому (Д). Показаны долины и их порядок (по номенклатуре В. П. Философова, 1960), горизонтали и обобщения изогипса 800 м вершинной поверхности, а также новейшие разрывы (штрих-пунктиром)

На отдельных участках обнаруживается изменение простираения изогипсы и разъединение ее на кулисообразные отрезки долинами, по которым, очевидно, проходят разломы. Таким образом, построение изогипс вершинной поверхности, или обобщенных изогипс, по наименованию К. В. Курдюкова (1962), позволили выявить новейшие тектонические уступы и отдельные блоки, различающиеся направлением и углами наклона поверхности выравнивания. Естественно, что морфометрический метод может применяться лишь на основе полевых геоморфологических наблюдений и дешифрирования аэрофотоматериалов.

По существу сходной методикой пользовались К. В. Курдюков (1962) и В. А. Буш в 1963 г., составившие карты новейшей тектоники Джунгарского Алатау: они учитывали залегание останцов поверхности выравнивания, а между ними — положение наиболее высоких водораздельных гребней и вершин. Их данные совместно с материалами Н. А. Афоничева, Л. К. Диденко-Кислицыной и Ю. А. Твердислова были использованы при составлении части схемы новейшей тектоники (фиг. 39), охватывающей Джунгарский Алатау. Изогипсы по кровле палеозойского фундамента в Алакольской впадине проведены с учетом сейсморазведочных, электроразведочных и гравиразведочных работ, обобщенных А. Э. Дисселем в 1962 г. и Ю. А. Твердисловым в 1965 г.; в Джунгарских воротах изогипсы по кровле палеозоя нанесены по данным гравиразведки, а также электроразведки, проведенной В. Л. Гульничким в 1958 г., однако при этом было учтено, что глубины до фундамента последним завышались вдвое, как это выяснилось при проверке сейсморазведкой.

В пределах рассматриваемой территории Восточного Прибалхашья прослеживается область горообразования, характеризующаяся контрастностью и значительным (до 4—5 км и более) размахом новейших тектонических движений, и так называемая материковая платформа, по терминологии Н. И. Николаева (1962).

Переход от материковой платформы к области горообразования постепенный и наблюдается в районе восточной окраины гор Арганаты, тем не менее реальность граничной зоны между ними подтверждается тем, что вдоль нее в северо-северо-восточном направлении протягивается ряд новейших разломов близ северо-западного ограничения Джунгарского Алатау и гор Улькенсайкан (см. фиг. 39), которые хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Материковая платформа в рассматриваемой части Прибалхашья характеризуется разнообразными по размерам и небольшими по амплитуде (до 50—200 м) локальными поднятиями и прогибами, которые, как это удачно подмечено З. А. Сваричевской (1961), расположены часто с кажущейся бессистемностью, в плане иногда имеют округлую форму либо вытянуты в северо-западном, северо-восточном, субмеридиальном и субширотном направлениях. Многие из них имеют блоковый характер и ограничены тектоническими уступами. Особенности морфологии таких типично платформенных дислокаций хорошо видны, в частности, в горах Арганаты (см. фиг. 39), где они выражены в залегании слабо расчлененной поверхности выравнивания.

Джунгарский и Тюлькуламский разломы местами прослеживаются уступами в рельефе, амплитуда вертикальных перемещений по ним локально достигает нескольких десятков метров, а на других участках сходит на нет. Так, судя по электроразведочному профилю, пройденному в 1959 г. Г. А. Никитиным к востоку от оз. Балхаш вдоль Туркестано-Сибирской железной дороги, Джунгарский разлом здесь не отражается в рельефе палеозойского фундамента.

Область горообразования включает на рассматриваемой территории крупные новейшие структуры высшего порядка: Джунгарский свод и Алакольскую впадину, последняя грабенom Джунгарских ворот соединяется с Джунгарской впадиной, расположенной в пределах КНР; Джунгарский свод к западу погружается, сменяясь Прибалхашской впадиной.

Джунгарский свод на рассматриваемую территорию заходит северным крылом и осевой частью, образованной широким (до 35—40 км) горст-антиклинальным поднятием Главного водораздельного хребта, которое протягивается в субширотном направлении более чем на 150 км и характеризуется пологими (до 2—4°) наклонами крыльев и слабовыпуклым сводом, расположенным на высоте до 3500—4500 м над уровнем моря. В восточной части оно периклинально погружается к востоку, и высота поверхности выравнивания уменьшается от 3000 до 1500—2000 м в зоне Джунгарского разлома. На этом погружении поверхность выравнивания разбита разломами на ряд блоков, в одних из которых она залегает горизонтально, в других — с пологими (3—10°) углами наклона, а в третьих — образуя небольшие слабовыпуклые антиклинальные «арки» (см. фиг. 39). Местами наблюдаются узкие (до 3—4 км), вытянутые в субширотном, реже северо-восточном направлении грабены, в которых поверхность выравнивания опущена на несколько сотен метров и обычно перекрыта неоген-четвертичными отложениями. Наиболее крупными являются грабены: Акчийский в долине р. Токты, Чиндалинский — в низовьях р. Чиндалы и Сельтинский в верховьях р. Чиндалы в урочище Сельты.

Северное крыло Джунгарского свода осложнено широкими (до 10—20 км) горстовыми и горст-антиклинальными поднятиями: Тастауским, Кунгейским и Буланбайским, разделенными узкими впадинами. Тастауское и Кунгейское поднятия резко асимметричны: в их пределах поверхность выравнивания полого наклонена к северу, а с юга резко оборвана тектоническими уступами.

Тастауское поднятие располагается к северу от горст-антиклинали Главного водораздельного хребта, будучи отделено от нее узкой

впадиной, открывающейся к востоку и имеющей характер грабена, дно-ще которого расположено на абсолютных отметках 2000—2500 м и местами перекрыто маломощными неоген-четвертичными отложениями. Тастауское поднятие близко к одностороннему горсту; в его пределах поверхность выравнивания выдержанно наклонена к северу под углами 6—8°, выходящая в осевой части, где она залегает на высотах порядка 3000—3500 м и с юга резко обрывается Тастауским и оперяющими его разломами, по которым она ступенчато погружается.

Впадина, разделяющая Тастауское и Кунгейское поднятия, узкая, местами выражена неявно и сходит на нет.

Кунгейское поднятие, так же как и Тастауское, сходно с односторонним горстом, но в отличие от последнего характеризуется очень пологим (до 1—2°) наклоном поверхности выравнивания, высота которой изменяется от 2500—3000 м на юге, где она оборвана Коксуатским и оперяющими его разломами, до 2000 м на севере, вблизи обрывающего ее Колпаковского разлома.

К северу от Кунгейского горста располагается Колпаковская впадина шириной до 7—10 км, с обеих сторон ограниченная разломами и имеющая характер грабена, местами грабен-синклинали. В ее пределах поверхность выравнивания залегает на абсолютных отметках, не превышающих 1000—1100 м, местами горизонтально, а на других участках обнаруживая слабые наклоны к центру впадины; на значительной площади она перекрыта палеоген-четвертичными отложениями и разбита разломами на мелкие блоки.

Буланбайское поднятие в поперечном разрезе в общем имеет характер антиклинали с пологими (до 3—5°, иногда 10°) крыльями и слабо выпуклым уплощенным сводом, залегающим на высотах, близких к 1500—2000 м. Оно осложнено многочисленными взбросами и сбросами, причем в смежных блоках углы наклона поверхности выравнивания нередко различаются.

К северу и северо-западу от Буланбайского поднятия расположен узкий Тункурузский грабен и на крайнем северо-западе Джунгарского Алатау — поднятие гор Текели.

Тункурузский грабен на правобережье р. Тентек характеризуется почти горизонтальным залеганием поверхности выравнивания на высотах, близких к 600—700 м, которая в основном перекрыта чехлом палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений (фиг. 40 и фиг. 39).

Текелийское поднятие является четко выраженным односторонним горстом. В его пределах поверхность выравнивания полого наклонена к северо-западу и ее высота в этом направлении уменьшается от 1100—1300 до 600—700 м. С северо-востока, юга и юго-востока горст резко ограничен разломами, в зоне которых происходит ступенчатое погружение поверхности выравнивания в сторону Алакольской впадины и Тункурузского грабена. Зона ступенчатого сочленения горста с грабеном осложнена многочисленными новейшими разрывами, выраженными извилистыми в плане линиями выходов плоскостей сместителей (см. фиг. 40), причем последние наклонены в сторону грабена, эти разрывы близки к малоамплитудным нормальным сбросам и формировались в условиях растяжения.

Поверхность выравнивания в пределах горстовых и горст-антиклинальных поднятий, осложняющих Джунгарский свод, в целом понижается к северу, чем и определяется его общий сводовый, точнее, глыбово-сводовый характер. Осложняющие поднятия и впадины между ними большей частью ориентированы в субширотном направлении и нарушены многочисленными продольными и поперечными разрывными нарушениями — взбросами и сбросами с амплитудой в десятки и сотни метров. Отдельные крупные продольные разломы, отделяющие поднятия от

впадин, имеют характер взбросов с круто (60—70°) падающими в сторону поднятий плоскостями сместителей. Такого рода взбросом является на ряде участков Колпаковский разлом, по которому Кунгейский горст несколько надвинут на Колпаковскую впадину, и вследствие этого палеогеновые и неогеновые отложения в приразломной зоне оказались интенсивно дислоцированными и смятыми в мелкие сжатые, иногда пloyчатые складки. Аналогичной причиной объясняется, по-видимому, интенсивная дислоцированность неогеновых отложений северо-западной окраины Акчийского грабена, где местами близ ограничивающего разлома слои красно-бурых глин и мергелей поставлены на голову.

В то же время в окраинных частях поднятий, близ их границы с впадинами, на отдельных участках развиты малоамплитудные нормальные сбросы, плоскости сместителей которых наклонены под углами 60—65°. Такие разрывные нарушения хорошо выражены в восточной части Текелийского горста (см. фиг. 40), что уже упомянуто ранее. Кроме того, они четко дешифрируются на левобережье р. Токты, к северу от Акчийского грабена, и на левобережье р. Чиндалы севернее Чиндалинского грабена (см. фиг. 39).

Рассмотренное северное крыло Джунгарского свода к западу в общем полого погружается в сторону Прибалхашской впадины. Судя по данным вертикального электроразведывания, пройденного на отдельных участках, поверхность палеозойского фундамента залегает на большей части площади неглубоко, и только на южной окраине впадины, близ Джунгарского Алатау и к юго-востоку от гор Арганаты, намечаются прогибы (см. фиг. 39).

Алакольская впадина осложнена двумя глубокими (до 1000—1500 м от поверхности) и широкими (до 40 км) очень пологими прогибами палеозойского фундамента — Коктуминским и Эмельским, которые вытянуты в северо-западном направлении более чем на 70 км и разделены сравнительно узким (10—20 км) Аралтепинским поднятием.

Самый крупный прогиб — Коктуминский располагается на юге впадины и несколько асимметричен в поперечном профиле: его наиболее прогнутая часть, оконтуренная изогипсой — 1000 м, приближена к Джунгарскому разлому.

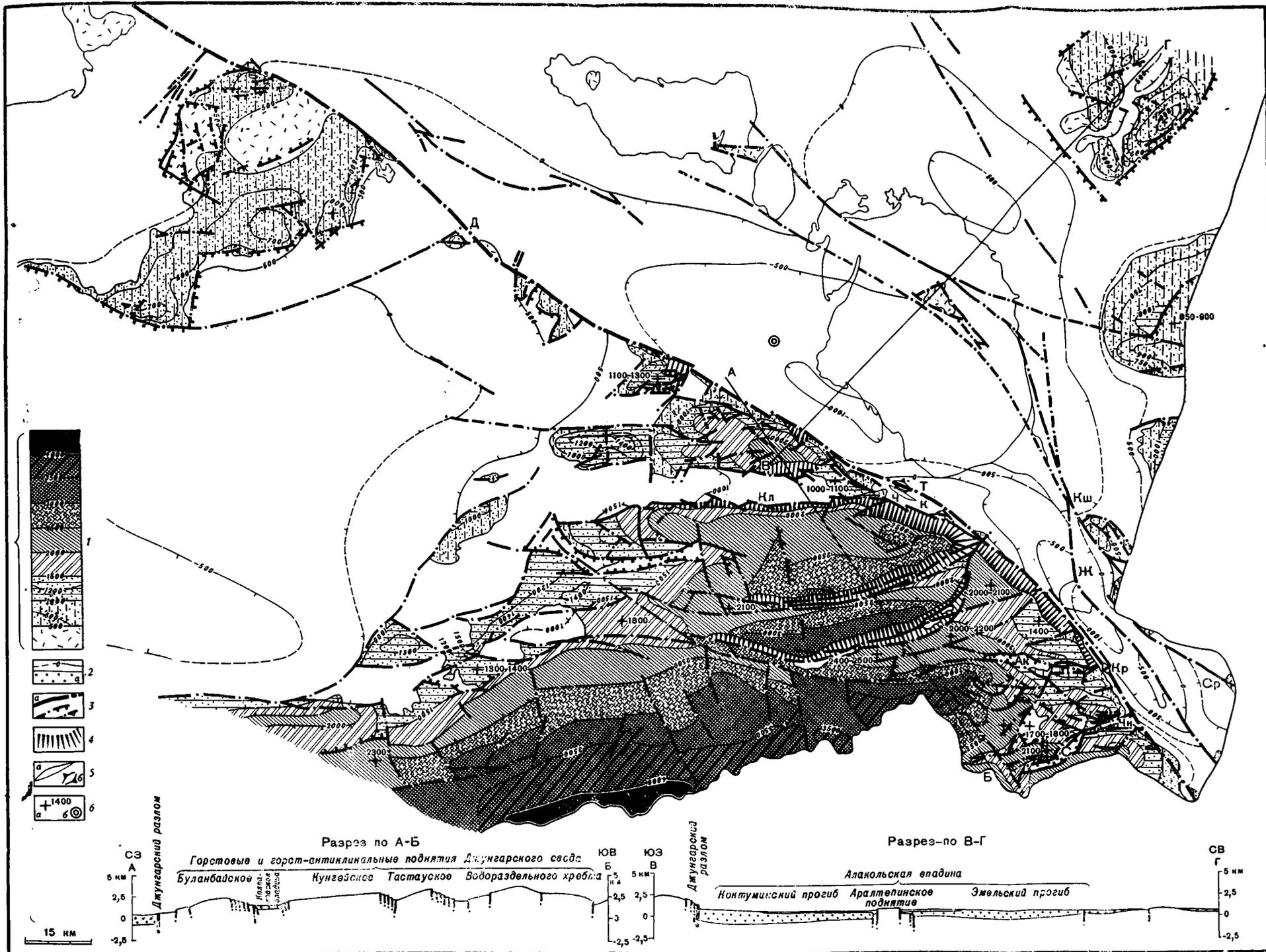
Эмельский прогиб находится к северу от оз. Алаколь и характеризуется несколько меньшей глубиной прогибания палеозойского фундамента, залегающего в осевой части на глубине — 500 м.

Аралтепинское поднятие между прогибами скорее всего имеет горстовый или горст-антиклинальный характер, хотя при существующей степени изученности наметить ограничивающие его разломы можно большей частью предположительно. В его пределах палеозойский фундамент залегает на отметках, превышающих нулевой уровень, и в виде мелких горстов, выраженных в рельефе островами оз. Алаколь и п-овом Арал-Тепе, выступает на поверхность.

К востоку от Алакольской впадины располагаются глыбово-сводовые поднятия гор Пограничной Джунгарии, причем в районе гор Арасантау переход от впадины к поднятию происходит плавно и постепенно (см. фиг. 39).

К юго-востоку Алакольская впадина грабеном Джунгарских ворот соединяется с Джунгарской впадиной.

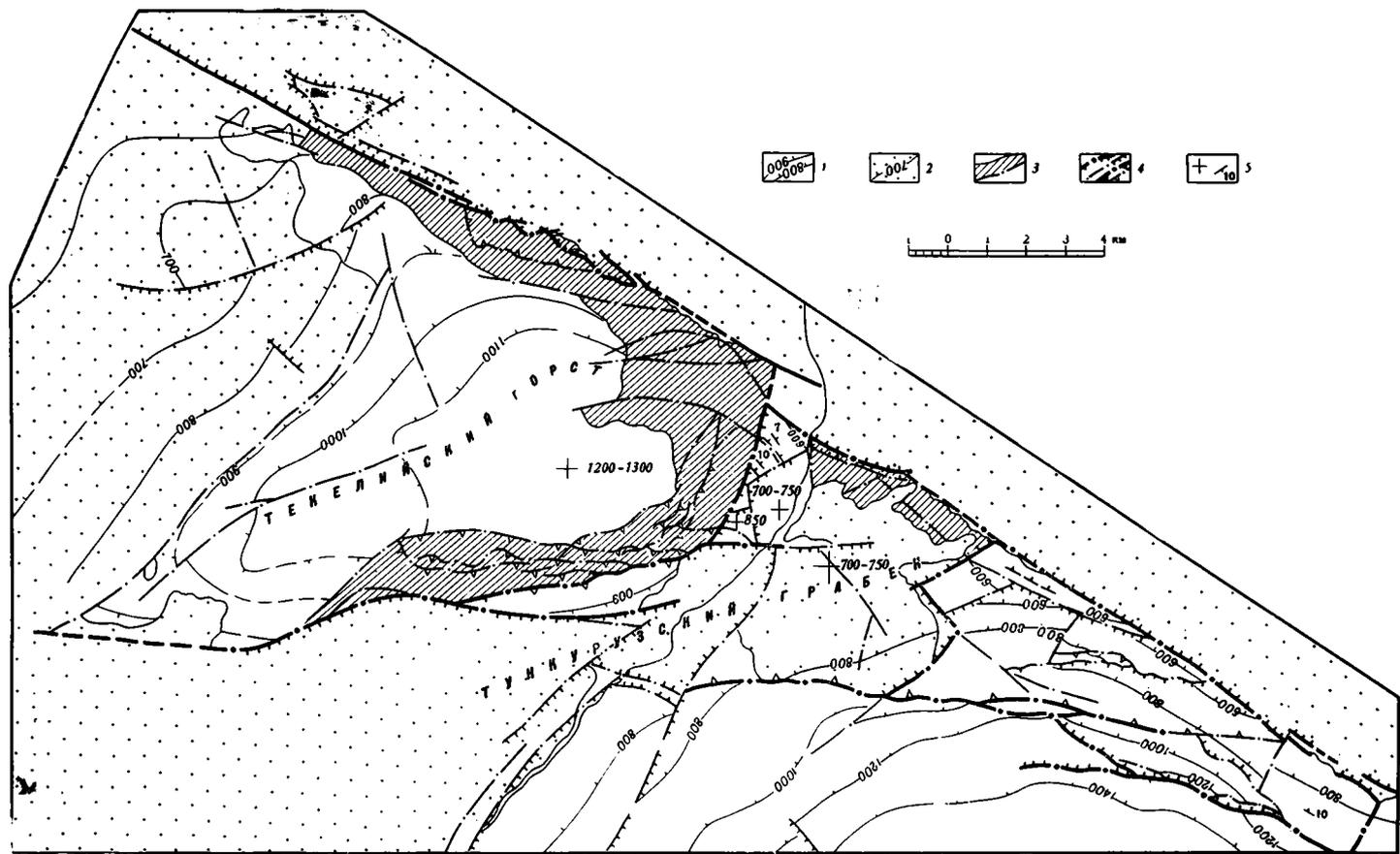
Грабен Джунгарских ворот прослеживается в северо-западном направлении почти на 100 км, ширина его до 12—20 км. С юго-запада он резко ограничен Джунгарским разломом, а с северо-востока — серией сближенных разрывных нарушений, которые осложняют в общем пологое погружение поверхности выравнивания, обуславливая его ступенчатый характер.



Фиг. 39. Схема новейшей тектоники Алакольской котловины и прилегающей части Джунгарского Алатау

1 — изогипсы в абсолютных отметках доплиоценовой поверхности выравнивания либо близкой к ней вершинной поверхности на палеозойских породах в поднятиях; 2 — впадины, выполненные кайнозойскими рыхлыми отложениями, и изогипсы поверхности палеозойского фундамента в абсолютных отметках (a — на разрезах); 3 — разрывные нарушения, треугольниками — наклоны плоскости сместителя, бергштрихами — уступы в рельефе, a — Джунгарский разлом; 4 — приразломные зоны ступенчатого сочленения поднятий и впадин; 5 — ось Тыгасинского синклинали прогиба (a) и над-

разломные антиклинали (b); 6 — a — участки горизонтального залегания поверхности выравнивания и их высота в абсолютных отметках, b — опорная скважина. Разломы: Д — Джунгарский, Ж — Джаланашский, Кш — Кши-Алакольский, Ср — Сарыбулакский, Ч — Чекаманский, К — Карайлинский, Кл — Колпаковский, Шовные антиклинали: Т — Тыгасинская, Кр — Куртобе. Грабены на погружении Джунгарского свода к Джунгарскому разлому: С — Сельтинский, Чн — Чиндалинский, Ак — Акчийский



Фиг. 40. Текелийский горст, Тункурузский грабен и северо-западная часть Буланбайского горст-антиклинального поднятия

1 — изогипсы в абсолютных отметках доплиоценовой поверхности выравнивания либо близкой к ней вершинной поверхности на палеозойских породах; 2 — кайнозойские рыхлые отложения; 3 — зоны ступенчатого сочленения поднятий и впадин; 4 — разрывные нарушения, бергштрихами — тектонические уступы, треугольниками — наклоны плоскости сместителя; 5 — элементы залегания поверхности выравнивания горизонтальные (указана их высота в абсолютных отметках) и наклонные

В центральной части грабена прослеживается продольный Джаланашский разлом, вдоль которого располагается несколько глубоких прогибов палеозойского фундамента. Наиболее крупный из них — Джаланашский оконурен изогипсами — 500 м и —1000 м. Он находится под оз. Жаланашколь и вытянут в северо-западном направлении почти на 40 км, при ширине до 5—7 км. По всей вероятности, он имеет характер грабен-синклинали, ограниченной Джаланашским разломом и разрывным нарушением, прослеживающимся вдоль Джунгарского разлома и дешифрирующимся на аэрофотоснимках.

В отличие от новейших структур Джунгарского свода структурные элементы Алакольской впадины и грабена Джунгарских ворот не всегда находят отражение в рельефе. Правда, Алакольская впадина в целом выражена котловиной, к центру которой приурочены озера, однако осложняющие ее Эмельский и Коктуминский прогибы в рельефе не ограждены. Не исключено, что резкие изгибы рек Ргайты и Тентек при выходе их из гор обусловлены развитием на соответствующих участках Коктуминского и Джаланашского прогибов погребенных осложняющих инверсионных новейших поднятий близ их осевых частей. К Джаланашскому прогибу в Джунгарских воротах приурочены оз. Джаланаш и окружающая его заболоченная депрессия.

Глубокие прогибы, осложняющие Алакольскую впадину и грабен Джунгарских ворот, возможно, являются не только новейшими, но развились унаследованно по мезозойским структурам. Особенно вероятно это предположение для Джаланашского прогиба, расположенного вблизи от гор Кату и северной окраины Джунгарской впадины, где распространены юрские отложения.

* * *

Таким образом, общий план новейших структур рассмотренной территории Восточного Прибалхашья характеризуется следующими важнейшими особенностями.

Во-первых, сюда прослеживаются материковая платформа и область горообразования, граница которых имеет характер постепенного перехода, причем Джунгарский разлом ее пересекает, совершенно не влияя на конфигурацию, и по отношению к ней является разломом сквозного типа.

Во-вторых, четко выделяются крупные новейшие структуры первого порядка, в частности Джунгарский свод и Алакольская впадина, разделенные Джунгарским разломом.

В-третьих, перечисленные структуры первого порядка осложнены более мелкими структурными элементами второго порядка, которые при этом ориентированы по-разному в крыльях Джунгарского разлома. В пределах Джунгарского свода они в общем унаследовали субширотное простирание варисской складчатости, хотя наследования отдельных складок не наблюдается. В то же время в Алакольской впадине и грабене Джунгарских ворот осложняющие прогибы прослеживаются в северо-западном направлении наложено по отношению к варисским структурам. Следовательно, по Джунгарскому разлому наблюдается торцовое сочленение различно простирающихся новейших структур второго порядка.

Зона сочленения в деталях оказывается весьма сложной и сопровождается разнообразными приразломными дислокациями, рассматриваемыми в следующем разделе.

НОВЕЙШИЕ ПРИРАЗЛОМНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЗОНЕ ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА

В зоне Джунгарского разлома наблюдаются разнообразные новейшие приразломные структуры. В междуречье Ргайты — Жаманты к нему с юго-запада прилегает узкий (до 5—6 км) и вытянутый почти на 40 км чечевицеобразный в плане блок, с другой стороны ограниченный кулисообразно подставляющими друг друга Чекаманским и Карайлинским разломами и в плане новейшей тектоники представляющий собой ступень между Джунгарским сводом и Алакольской впадиной. Эта ступень, названная Семерлинской, осложнена рядом приразломных грабенов и горстов. Приразломные горстовые и горст-антиклинальные поднятия широко развиты также в районе гор Улькенсайкан. В зоне Джунгарского разлома локально встречаются надразломные антиклинали и сопряженные с ними синклинальные прогибы.

Перечисленные структурные формы осложняют приразломную зону сочленения Джунгарского свода и Алакольской впадины, причем строение зоны сочленения различается на отдельных участках; в ее пределах распространены различные новейшие разрывные нарушения и сейсмико-тектонические дислокации.

Семерлинская ступень и осложняющие гореты и грабены

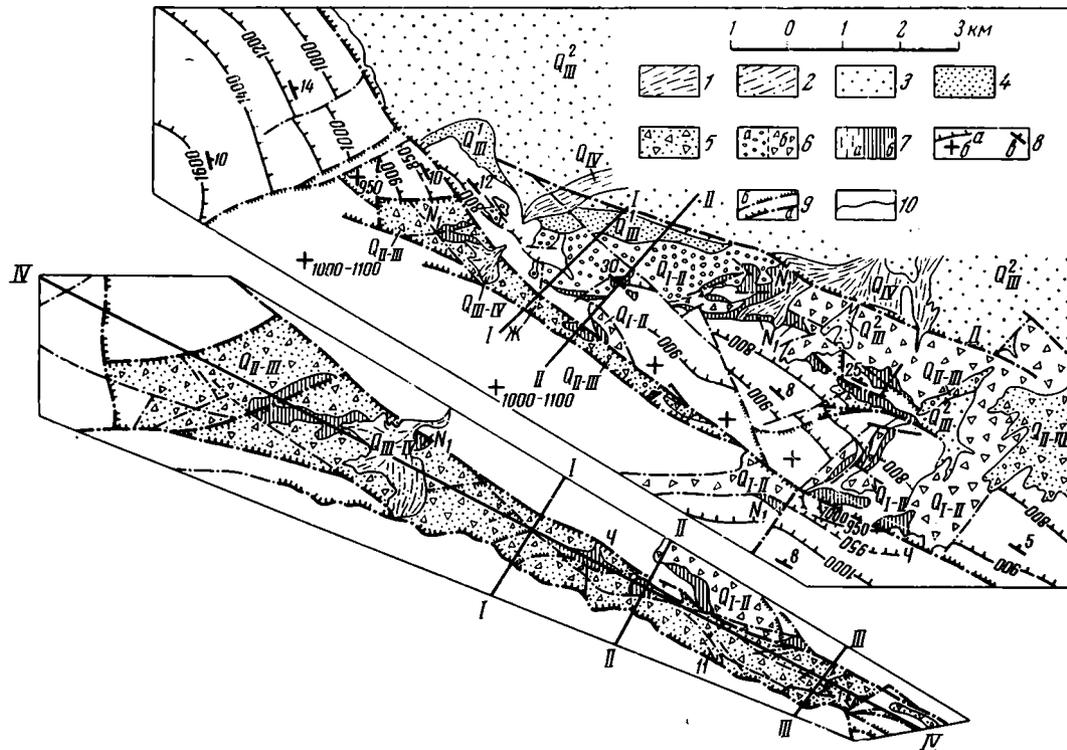
В пределах Семерлинской ступени поверхность выравнивания залегает на абсолютных отметках порядка 500—900 м, в прилежащих частях Джунгарского свода она приподнята до 2000—2500 м, а в Алакольской впадине поверхность палеозойского фундамента опущена ниже уровня моря (см. фиг. 39).

Большая часть ступени является наклонной: в ее пределах поверхность выравнивания и перекрывающие ее неогеновые и ниже-средне-четвертичные отложения в общем моноклинально падают к северо-востоку под углами до 5—10°. Наблюдается некоторая асимметрия и в продольном профиле: в северо-западной части Семерлинской ступени поверхность выравнивания относительно приподнята (до 800—900 м) и на значительной площади здесь обнажаются палеозойские образования, которые по направлению к юго-востоку погружаются. Широко распространены продольные и поперечные осложняющие взбросы и сбросы, прослеживающиеся уступами в рельефе высотой в несколько десятков, иногда в первые сотни метров.

Вдоль ограничений Семерлинской ступени на ряде участков развиты небольшие приразломные горсты, выраженные на местности холмами, и грабены в виде четко проявленных в рельефе впадин. Наиболее крупный грабен — Жамантинский — располагается у Чекаманского разлома в крайней северо-западной части Семерлинской ступени, на противоположном ее окончании, у р. Ргайты, непосредственно к северо-востоку от Главного Джунгарского разлома возвышается Актасский горст, а к юго-западу находится сопряженный с ним грабен.

Жамантинский грабен выражен узкой впадиной в рельефе (фиг. 41) глубиной до 300—400 м, в длину он прослеживается на 7 км и характеризуется клиновидной в плане формой: на юго-востоке грабен сужен, а к северо-западу расширяется до 1 км.

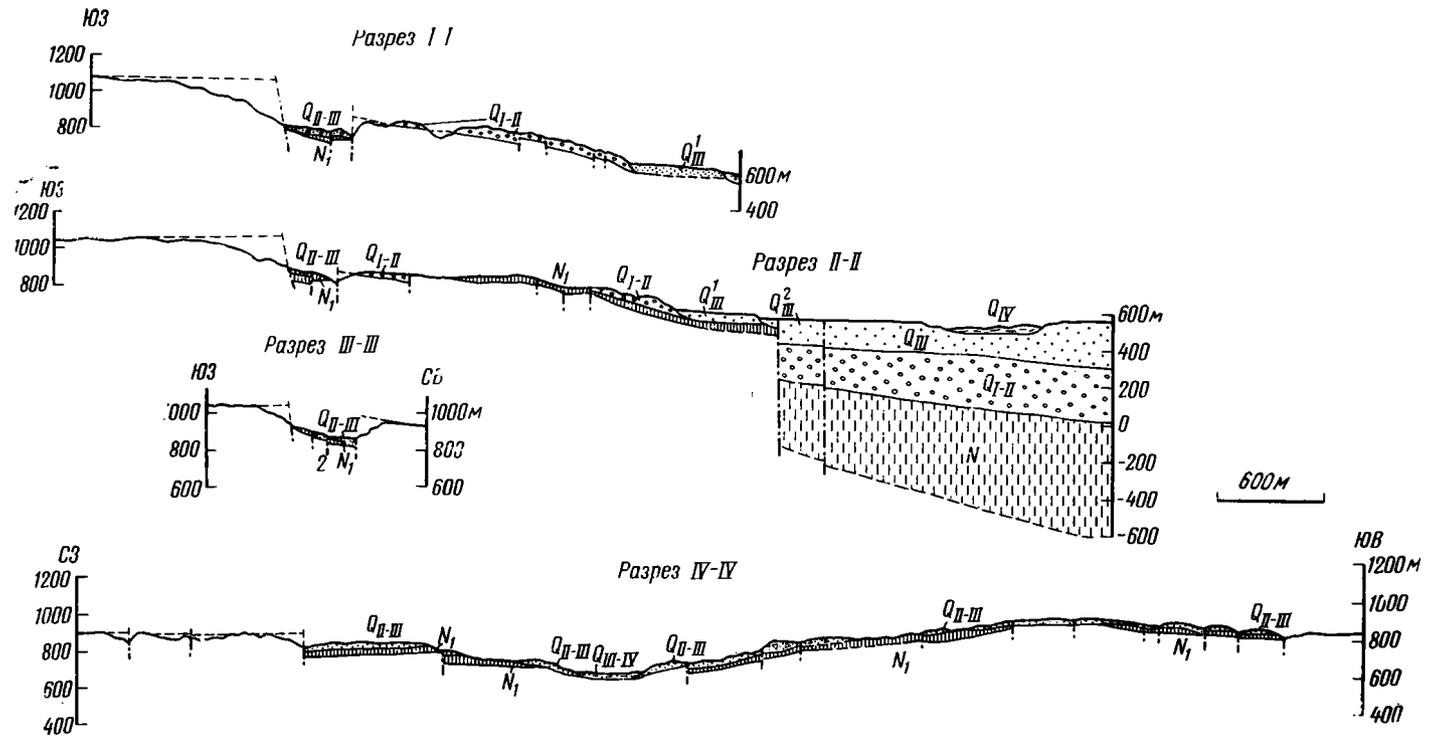
В районе грабена поверхность выравнивания на палеозойских породах большей частью хорошо сохранилась и на значительной площади перекрыта маломощным чехлом неоген-четвертичных отложений, вследствие этого здесь четко выражены образованные ею новейшие структурные формы. Среди *кайнозойских отложений* на этом участке выделяются миоценовые, ниже-среднеплейстоценовые, средне-верхне-



Фиг. 41. Схема новейшей тектоники северо-западного окончания Семерлинской ступени и Жамантинского грабена

1 — голоцен — аллювиальные и пролювиальные галечники, щебни, супеси; 2 — верхний плейстоцен — аллювиальные валунно-галечные отложения поймы и первой надпойменной террасы; 3, 4 — верхний плейстоцен — аллювиально-пролювиальные валунно-галечные и щебнисто-супесчаные отложения предгорного шлейфа и надпойменных террас высотой 40 м (3) и 70 м (4); 5 — средний-верхний плейстоцен — делювиальные и осыпные глыбово-щебнисто-супесчаные отложения и золотые лёссовые супеси; 6 — нижний-средний плейстоцен — аллювиально-пролювиальные щебнисто-галечные отложения конуса выноса р. Жаманты (а), делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения (б); 7 — неогеновые отложения нерасчлененные (а) и мною — красно-бурые глины, пески, песчаники, мергели (б); 8 — изогипсы поверхности выравнивания на палеозойских породах (а), участки ее горизонтального залегания (б), углы наклона поверхности выравнивания и кайнозойских отложений (в); 9 — разрывные нарушения главные (а) и второстепенные (б), бергштрихами — уступы в рельефе; 10 — стратиграфические контакты.

Разломы: Д — Главный Джунгарский, Ч — Чекамский, Ж — Жамантинский приразломный грабен



плейстоценовые, верхнеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые — голоценовые и голоценовые.

Миоцен представлен красно-бурыми гипсоносными глинами мощностью до 40—60 м, местами переходящими в глинистые пески; на ряде участков в их верхах присутствуют прослой и линзы мощностью от 0,2—1 до 5—12 м палевых и розово-серых подмиктовых песчаников и гравелитов с разноокатанными обломками различных палеозойских пород: красноцветных яшм, алевролитов, песчаников. Цемент их гипсово-карбонатный.

Нижне-среднеплейстоценовые отложения залегают с размывом и несогласием на миоценовых или палеозойских образованиях и представлены двумя фациями: аллювиально-пролювиальной и делювиально-пролювиальной.

В аллювиально-пролювиальных щебнисто-галечных отложениях преобладает галька и щебнистые обломки размером до 0,5—5 см, гораздо реже встречаются крупная галька и валуны диаметром до 10—20 см. Обломки имеют различную степень окатанности: примерно в равных количествах распространены хорошо, средне и плохо окатанные гальки, реже встречаются щебнистые обломки. В составе обломочного материала преобладают разнообразные палеозойские породы: кремнисто-глинистые сланцы, красноцветные яшмы, алевролиты и песчаники; кроме того, встречаются редкие гальки светло-серых гранитов. Заполнителем служит серая супесь. Мощность аллювиально-пролювиальных отложений достигает 50—70 м. Они залегают на наклоненной к северо-востоку поверхности выравнивания между Чекаманским и Джунгарским разломами и образуют здесь древний конус выноса р. Жаманты. За его пределами наблюдаются существенно иные по составу делювиально-пролювиальные отложения, представленные щебнисто-глыбовыми накоплениями мощностью до 7—20 м, с желто-серой, иногда лёссовидной супесчаной заполняющей массой. Обломки в них преимущественно угловатые либо слабо окатанные и сложены близлежащими палеозойскими породами, в основном сероцветными кремнистыми алевролитами.

К *средне-верхнему плейстоцену*, как и на окружающей территории, отнесены эоловые лёссовидные супеси и суглинки, большей частью перекрывающие нижне-среднечетвертичные отложения, но в пределах Жамантинского грабена залегающие на миоценовых глинах или палеозойских породах, причем здесь они переходят в супесчано-щебнисто-глыбовые отложения, состоящие из обломков алевролитов, яшмовидных пород и жильных гранит-порфиоров, обнажающихся в бортах грабена. На отдельных участках наблюдается неясно выраженная слоистость за счет чередования слоев (0,1—0,6 м) существенно щебнистого и супесчаного состава. По всей вероятности, накопление рассматриваемых отложений происходило в результате делювиальных и осыпных процессов при привносе эоловых лёссовидных супесей. Последние особенно широко распространены в наиболее опущенной части грабена близ долины р. Жаманты и приурочены преимущественно к верхней части разреза. На участках воздымания днища Жамантинского грабена эоловые лёссовидные супеси распространены незначительно, очевидно, вследствие их смыва либо сдувания в гипсометрически более низкие части. Мощность средне-верхнечетвертичных отложений варьирует в пределах 20—50 м.

К *верхнему плейстоцену* отнесены аллювиальные и пролювиальные валунно-галечные отложения с песчаным и супесчаным заполнителем, состоящие из хорошо и средне окатанной гальки, а также валунов разнообразных палеозойских пород и слагающие в Алакольской впадине предгорный аллювиально-пролювиальный шлейф. Близ р. Жаманты, у выхода ее из гор, предгорный шлейф переходит в поверхность надпой-

менных аккумулятивных террас высотой 40 и 70 м над руслом; более высокая терраса наблюдается у фаса гор и имеет ограниченное распространение.

Нерасчлененные верхнеплейстоценовые — голоценовые отложения — аллювиальные валунно-галечные — выделены в долине р. Жаманты в пределах грабена, где они слагают пойму и невысокую, в 6—10 м над бичевником, надпойменную террасу.

К голоцену отнесены валунно-галечные отложения поймы р. Жаманты в Алакольской котловине.

Строение Жамантинского грабена и прилежащих новейших структур характеризуется следующими чертами.

К юго-западу от Жамантинского грабена расположено окончание осложняющей Джунгарский свод Колпаковской впадины, причем на этом участке поверхность выравнивания залегает горизонтально на высотах 1000—1100 м и местами нарушена небольшими (до 10—30 м) уступами по разломам (см. фиг. 41).

К северо-востоку от Жамантинского грабена поверхность выравнивания полого (под углами от 4—6 до 10—14°) погружается вплоть до Джунгарского разлома, по которому она опущена на несколько сотен метров. При этом наклонная поверхность выравнивания пересечена многочисленными новейшими разрывами, выраженными в рельефе уступами высотой до 10—50 м, и местами осложнена флексурными изгибами. В 2 км к юго-востоку от выхода из гор р. Жаманты среднесоединительное крыло одной из таких флексур шириной около 150—200 м перекрывается маломощным чехлом миоценовых глин, наклонено под углами до 25—30° и сочленяется с ее нижним и верхним крыльями по разломам северо-западного простирания, выраженными незначительными уступами (см. фиг. 41, разрез II—II).

Жамантинский грабен с северо-востока ограничен уступом по Чекаманскому разлому высотой до 50—200 м, а с юго-запада — оперяющим его нормальным сбросом, плоскость сместителя которого наклонена под углами около 65—70°, что указывает на формирование грабена в условиях растяжения. Местами нормальный сброс, амплитуда которого достигает 300 м, расщепляется на несколько сближенных (на 25—50 м) разрывов, по которым происходит ступенчатое погружение поверхности выравнивания в сторону грабена. В продольном профиле днище Жамантинского грабена погружается к р. Жаманты и к Чопансаю (см. фиг. 41), и он, таким образом, состоит как бы из двух «грабенов-люлек», по выражению В. В. Белоусова (1961). Эти погружения осложнены поперечными и продольными разломами с уступами по ним высотой от нескольких до 10—30 м (фиг. 42, см. также фиг. 41). Мелкие блоки между осложняющими разломами характеризуются несколько различным залеганием поверхности выравнивания: в одних из них она располагается почти горизонтально, в других — обнаруживает наклон к северо-востоку под углами до 5—10° и более. Кроме того, в смежных блоках нередко различаются мощности миоценовых и четвертичных отложений, что осложняет внутреннее строение Жамантинского грабена. Его формирование в основном относится к концу среднего плейстоцена.

В нижнем — среднем плейстоцене при накоплении пролювиально-аллювиальных галечников Чекаманский разлом, вероятнее всего, был выражен уступом к северо-востоку, где и формировался ниже-средне-четвертичный конус выноса р. Жаманты. К юго-западу от разлома река протекала в узком ущелье, и накопления аллювия здесь почти не происходило.

В конце среднего плейстоцена произошло воздымание северо-восточного крыла Чекаманского разлома, где вследствие этого поверхность выравнивания и перекрывающие ее отложения миоцена и нижнего —



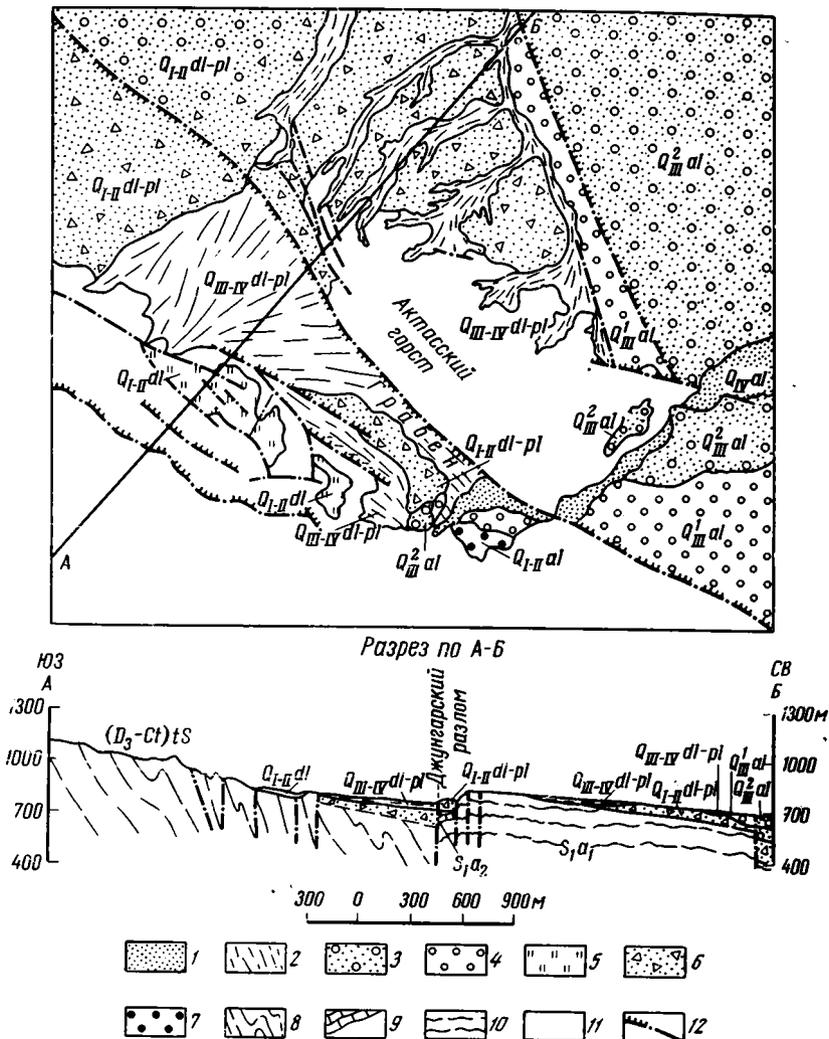
Фиг. 42. Жамантинский грабен на левом склоне долины Чопанская. Видны ограничивающие разломы (Ч — Чекаманский), продольный разлом (2) и поперечные тектонические уступы

среднего плейстоцена приобрели наклон к северо-востоку под углом до $5-14^\circ$ и были осложнены тектоническими уступами. Одновременно образовался рассматренный грабен, который затем заполнялся эоловыми и делювиально-осыпными отложениями верхов среднего — низов верхнего плейстоцена.

Детальное рассмотрение грабена свидетельствует о длительности развития некоторых из осложняющих разрывных нарушений, поскольку в мелких блоках между ними существенно различаются мощности миоценовых и средне-верхнеплейстоценовых отложений. Так, в северо-восточном крыле разлома (см. фиг. 41, 1) в Жамантинском грабене мощность миоценовых отложений достигает 20—40 м, а в юго-западном крыле они отсутствуют; наоборот, мощность средне-верхнеплейстоценовых отложений в юго-западном крыле вдвое превышает их мощность в северо-восточном крыле разлома. Следовательно, вначале юго-западное крыло разлома было приподнято и миоценовые отложения оказались здесь полностью смыты; позднее, во время накопления средне-верхнеплейстоценовых отложений, юго-западный блок был несколько опущен относительно северо-восточного, в результате чего здесь мощность отложений среднего — верхнего плейстоцена достигает 15—20 м, тогда как в северо-восточном блоке она не превышает 7—10 м. В современную эпоху юго-западный блок испытал незначительные восходящие движения, и по разлому образовался уступ к северо-востоку высотой 1—2 м. Сходные соотношения наблюдаются также в крыльях разлома (2 на фиг. 41, разрез III—III) и вдоль других разрывных нарушений.

В то же время многие осложняющие дизъюнктивные нарушения, особенно на участках близ р. Жаманты, не обнаруживают признаков многократных подвижек, тектонические уступы по ним сформировались после накопления средне-верхнеплейстоценовых отложений.

Актасский горст длиной 6 км, шириной до 2—2,5 км выражен на местности поднятием, возвышающимся над поверхностью верхне-четвертичного предгорного шлейфа на 100—150 м (фиг. 43). К юго-западу от него располагается сопряженный с ним узкий односторонний грабен, выраженный в рельефе понижением; граница горста и грабена проходит по Главному Джунгарскому разлому.



Фиг. 43. Актыаский горст и сопряженный грабен на левобережье р. Ргайты

1 — голоцен — аллювиальные валунно-галечниковые отложения поймы; 2 — верхний глейстоцен — голоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 3, 4 — верхний плейстоцен — аллювиально-пролювиальные валунно-галечниковые отложения конуса выноса р. Ргайты и надпойменных террас высотой 40—50 м (3) и 60—70 м (4); 5—7 — нижний-средний плейстоцен: 5 — делювиальные щебнисто-супесчаные отложения и лёссовидные супеси, 6 — делювиально-пролювиальные глыбово-щебнисто-супесчаные отложения, 7 — аллювиальные валунно-галечниковые отложения; 8—11 — палеозойские образования — 8—10 — на разрезе: 8 — тагтауская свита верхнего девона — турни, 9, 10 — средняя и нижняя подсвиты актыаской свиты нижнего силура; 11 — на карте; 12 — разрывные нарушения, бергштрихами — уступы в рельефе

В пределах горста выступают палеозойские образования, перекрытые по его периферии и в грабене *кайнозойскими отложениями*, среди которых выделяются *нижне-среднеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые — голоценовые и голоценовые.*

Нижний — средний плейстоцен представлен аллювиальными, делювиально-пролювиальными и делювиальными отложениями.

Аллювиальные валунно-галечные отложения развиты на правобережье р. Ргайты, к юго-западу от Джунгарского разлома, где они образуют плохо выраженный останец высокой надпойменной аккумулятивной террасы и в виде узкой полосы прилегают к палеозойским скальным породам правобережного борта долины. Мощность их, вероятно, достигает

80—100 м. Отдельные мелкие сохранившиеся от размыва останцы аллювия в виде единичных галек и валунов разнообразных палеозойских отложений и гранитов встречаются также на поверхности горы Актас.

Делювиально-пролювиальные отложения образуют обширный предгорный шлейф, перекрывая склон Джунгарского Алатау и окраинную часть горы Актас, и сложены щебнисто-глыбово-супесчаными накоплениями. Размеры обломков варьируют от 5—6 до 10—12 см, реже до 0,5 м в поперечнике; окатанность их плохая, материалом служат близлежащие среднепалеозойские отложения, главным образом кремнистые алевролиты и песчаники, в то время как нижнесилурийские породы горы Актас в обломках отсутствуют; заполнителем является серая супесь с мелким щебнем. Мощность отложений не менее 20—40 м.

Делювиальные отложения выделяются на отдельных участках склона Джунгарского Алатау и состоят из желто-серой супеси с мелким щебнем; мощность их несколько метров.

К *верхнему плейстоцену* отнесены аллювиально-пролювиальные отложения конуса выноса р. Ргайты, который близ реки переходит в поверхность аккумулятивных террас высотой 40—50 и 60—70 м над бичевником, причем более высокая терраса развита локально.

Аллювиально-пролювиальные отложения характеризуются четко выраженной слоистостью и сложены хорошо окатанным валунно-галечным материалом с серой и желто-серой супесчаной заполняющей массой. Преобладает крупная (до 3—10 см в диаметре) галька и валуны (в 20—30 см в поперечнике) разнообразных палеозойских пород Джунгарского Алатау: алевролитов, яшм, песчаников, реже гранитов. Верхи аллювиально-пролювиальных отложений отличаются своеобразным составом: они сложены преимущественно галечниками мощностью около 7—8 м, с мелкой галькой и серым рыхлым супесчаным заполнителем. Мощность верхнечетвертичных отложений не менее 70—80 м.

Верхний плейстоцен — голоцен представлен делювиально-пролювиальными щебнисто-супесчаными отложениями, вложенными в нижне-среднечетвертичный предгорный шлейф и в отличие от последнего в значительном количестве содержащими обломки нижнесилурийских пород горы Актас, в том числе сланцы и мраморизованные известняки.

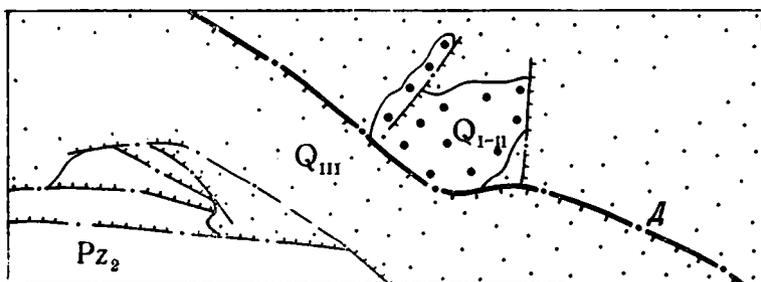
Голоцен представлен пойменными аллювиальными валунно-галечными отложениями р. Ргайты.

Актасский горст односторонний: в его пределах вершинная поверхность на палеозойских породах и перекрывающие ее ниже-среднечетвертичные отложения полого (под углами от 4—6 до 10—12°) наклонены к северо-востоку вплоть до ограничивающего горст разлома северо-западного простирания, по которому они ступенчато опущены.

Сопряженный с горстом грабен также односторонний, при этом выполняющие его ниже-среднечетвертичные делювиально-пролювиальные отложения характеризуются падениями к северо-востоку под углами до 6—10°, а перекрывающие их верхнечетвертичные — современные отложения наклонены в ту же сторону, но положе (до 2—5°).

Рассматриваемые горст и грабен обнаруживают слабую асимметрию и в продольном профиле; вершинная поверхность в пределах горста очень полого (не более 1—2°) воздымается к юго-востоку вплоть до р. Ргайты, вдоль которой она, вероятно, оборвана новейшими разломами, однако палеозойское основание грабена полого погружается в ту же сторону.

Отмеченные особенности морфологии горста и грабена свидетельствуют о том, что при их формировании оба крыла Джунгарского разлома были активны: северо-восточное было приподнято, а юго-западное опущено. Амплитуда вертикальных смещений близ р. Ргайты не менее 300—400 м, к северо-западу она постепенно уменьшается, причем здесь по-



Фиг. 44. Горстовое поднятие у изгиба линии разлома (Д)

Q_{III} — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; Q_{I-II} — нижний-средний плейстоцен — пролювиальные глыбово-галечно-щебнистые отложения; Pz₂ — среднепалеозойские скальные породы. Штрих-пунктиром — разрывные нарушения, бергштрихами — уступы в рельефе

верхность горста погружается к грабену ступенчато: единый тектонический уступ по Джунгарскому разлому распадается на два уступа близкой амплитуды (см. фиг. 43, разрез по А—Б).

Актасский горст как новейшее поднятие, выраженное в рельефе, возник после накопления ниже-среднечетвертичных отложений, которые в виде мелких сохранившихся от размыва нашлапок перекрывают его поверхность. В дальнейшем развитие горста прекратилось, о чем свидетельствует практически горизонтальное залегание в его пределах верхнечетвертичных аллювиальных отложений 40-метровой надпойменной террасы, которая продолжается и за пределы горста. На соседних участках р. Ргайты она имеет такую же высоту и переходит в поверхность верхнечетвертичного предгорного шлейфа.

К северо-западу от р. Ргайты вдоль Джунгарского разлома наблюдается еще ряд небольших прилежащих к нему горстов, выраженных в рельефе холмами, возвышающимися над верхнечетвертичным предгорным делювиально-пролювиальным шлейфом на несколько десятков метров и сложенными обычно ниже-среднеплейстоценовыми делювиально-пролювиальными отложениями. Своеобразное горстовое поднятие в виде холма высотой около 60 м приурочено к ясно выраженному изгибу линии Джунгарского разлома, резко ограничено уступом по нему, к северо-востоку более или менее плавно погружается и, следовательно, близко к одностороннему горсту, отличаясь от других, как правило, удлиненных приразломных структур почти изометричными в плане очертаниями (фиг. 44).

Как видно из рассмотренных примеров, у большинства приразломных грабенов и горстов, развитых вдоль ограничений Семерлинской ступени, дислоцированы отложения нижнего — среднего плейстоцена, в то время как вышележащие осадки среднего — верхнего и верхнего плейстоцена слабо затронуты смещениями по разломам. Более молодой возраст движений имеет горстовое поднятие на левобережье сая Карайли,

расположенное к юго-западу от Джунгарского разлома, примерно в середине Семерлинской ступени. Оно выражено в рельефе холмистой возвышенностью высотой до 30—50 м, сложенной средне-верхнечетвертичными эоловыми лёссовидными супесями. Последние не обнаруживают заметного изменения мощности в пределах прилежащей части Семерлинской ступени и горста, формирование которого, в отличие от большинства других новейших структурных форм, произошло после их накопления. Признаков более ранних поднятий здесь не устанавливается.

Горстовые и горст-антиклинальные поднятия в районе гор Улькенсайкан

В районе гор Улькенсайкан вдоль Джунгарского разлома располагается ряд изолированных горстовых и горст-антиклинальных поднятий, выраженных в рельефе островными горами Улькенсайкан, Ергесайкан и Баласайкан и буграми Тастобе и Жувантобе, которые приподняты над поверхностью Алакольской котловины на высоту до 200—300 м.

Горстовые и горст-антиклинальные поднятия гор Баласайкан, Улькенсайкан и Ергесайкан (фиг. 45) сложены палеозойскими образованиями. Последние на отдельных участках по периферии гор перекрыты *кайнозойскими отложениями*, среди которых выделяются миоценовые, ниже-среднеплейстоценовые, средне-верхнеплейстоценовые и верхнеплейстоценовые.

Миоцен представлен красно-бурыми глинами с характерными мощными прослоями сильно окремненных мергелей. Они распространены между горами Улькенсайкан и Баласайкан, где их мощность близка к 50—60 м.

К нижнему — среднему плейстоцену с известной условностью отнесены пролювиально-аллювиальные валунно-галечные отложения, которые в южной части гор Ергесайкан перекрывают палеозойские образования и сложены хорошо окатанными обломками среднепалеозойских пород Джунгарского Алатау с супесчаным заполнителем. Мощность их около 20—30 м.

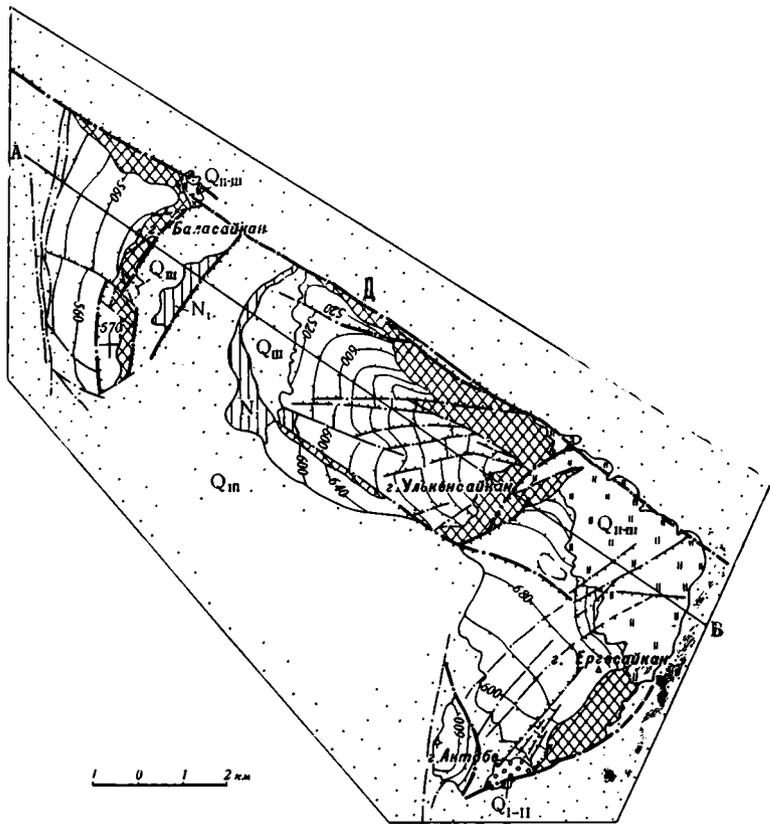
Средний — верхний плейстоцен представлен эоловыми желто-серыми лёссовидными супесями, которые развиты на отдельных участках склона гор, обращенного к Джунгарскому разлому, и перекрывают здесь палеозойские породы. Мощность их варьирует от 1—2 до 15—30 м.

Верхнеплейстоценовые отложения — делювиально-пролювиальные щебнисто-песчаные, они обрамляют со всех сторон рассматриваемые горы и на удалении от них сменяются озерными песками и супесями. Мощность их не менее 10—20 м.

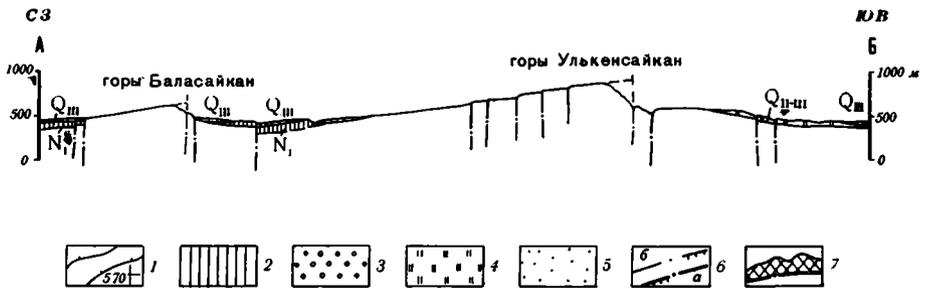
Перечисленные островные горы прорезаны крутосклонными саями, однако широкие и плоские водоразделы между ними чаще всего являются останцами поверхности выравнивания.

Горстовые поднятия гор Баласайкан и Улькенсайкан с северо-востока резко оборваны уступом по Джунгарскому разлому. Горы Баласайкан в новейшей структуре представляют собой односторонний горст: поверхность выравнивания в их пределах полого (4—5°) погружается к запад-северо-западу, в соответствии с этим максимальные ее высоты (порядка 700 м) приурочены к разлому, резко ограничивающему горст с востока.

Несколько более сложное строение имеет горстовое поднятие гор Улькенсайкан, которое с востока ограничено разломом северо-северо-восточного простираения. У слияния его с Джунгарским разломом располагается наиболее высокая точка — вершина горста (отметка 884,5), откуда поверхность выравнивания полого погружается к западу, причем

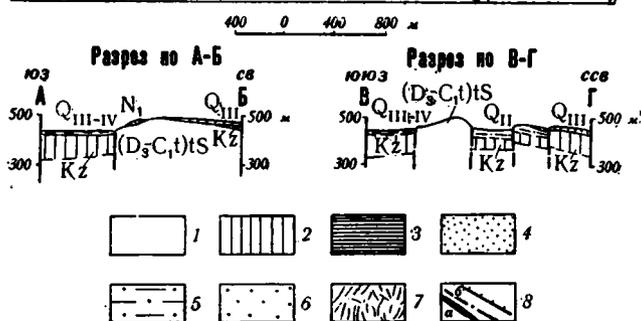
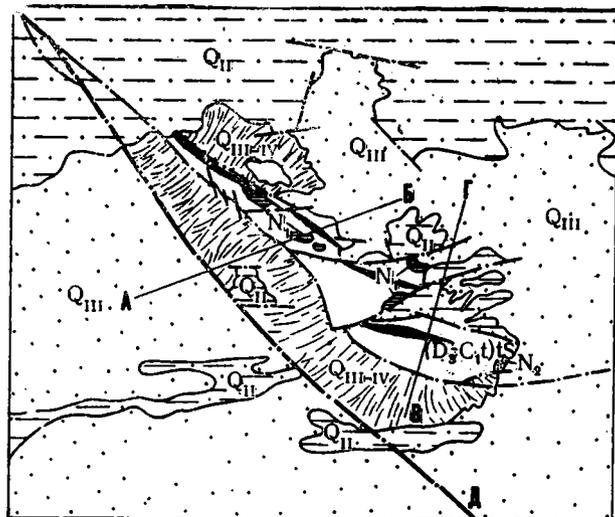


РАЗРЕЗ ПО А-Б



Фиг. 45. Горстовые и горст-антиклинальные поднятия гор Баласайкан, Улькенсайкан, Ергесайкан

1 — изогипсы (в абс. отм.) доплиоценовой поверхности выравнивания либо близкой к ней взршинной поверхности на палеозойских породах и участок ее горизонтального залегания на абс. высоте 570 м; 2 — миоцен-красно-бурые глины, мергели; 3 — нижний-средний плейстоцен — галечники; 4 — средний-верхний плейстоцен — золотые лёссовидные супеси; 5 — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения и озерные пески; 6 — разрывные нарушения, главные (а) и второстепенные (б), бергштрихами — резкие уступы в рельефе; 7 — зоны ступенчатого сочленения поднятий и впадин, выраженные в рельефе крутыми и резко расчлененными склонами



Фиг. 46. Приразломное горст-антиклинальное поднятие бугра Ташобе

1 — таштауская свита верхнего девона — турне — кремнистые алевролиты и яшмовидные породы; 2 — кайнозойские отложения нерасчлененные (на разрезах); 3 — миоцен — красно-бурые глины и мергели; 4 — плиоцен — желто-серые галечники и пески; 5 — средний плейстоцен — озерные пески; 6 — верхний плейстоцен — озерные пески; 7 — верхний плейстоцен-голоцен — делювиально-пролювиальные супесчано-щебнистые отложения; 8 — ось горст-антиклинального поднятия (а) и разрывные нарушения (б), бергштрихами — уступы в рельефе

изогипсы оконтуривают как бы слабо выраженный полукупол (см. фиг. 45). Горст осложнен рядом невысоких уступов по разрывным нарушениям; некоторые из них радиально расходятся от его вершинной части и напоминают радиальные разрывы на куполах, формирующиеся в условиях растяжения.

К юго-востоку от горста Улькенсайкан располагается горст-антиклинальное поднятие гор Ергесайкан, отличающееся весьма неправильной в плане формой. Наиболее приподнятая его часть представляет собой неясно выраженный купол, оконтуренный изогипсой 700 м (см. фиг. 45). Отсюда поверхность выравнивания очень полого (2—3°) погружается к северу и югу, она нарушена уступами по разрывным нарушениям.

К югу от горст-антиклинального поднятия гор Ергесайкан располагается небольшое по площади поднятие горы Актобе, близкое к одностороннему горсту и резко ограниченное с востока разломом субмеридионального простирания, несколько дугообразным в плане. Вершинная поверхность наклонена в сторону разлома, причем изогипсы проходят примерно вдоль него, также дугообразно изгибаются и очерчивают слабо выраженный полукупол.

Таким образом, горстовые и горст-антиклинальные поднятия района гор Улькенсайкан характеризуются не только разнообразной, иногда

весьма неправильной в плане формой, но и различными наклонами в их пределах поверхности выравнивания. В целом они образуют мозаику из приподнятых блоков, в пределах которых поверхности выравнивания наклонены, иногда слегка изогнуты и смещены тектоническими уступами.

Формирование горстовых и горст-антиклинальных поднятий гор Баласайкан, Улькенсайкан и Ергесайкан, по всей вероятности, в основном завершилось к концу среднего плейстоцена, поскольку крутые склоны, образовавшиеся за счет размыва ограничивающих горсты тектонических уступов, на ряде участков перекрыты лёссовидными супесями конца среднего — начала верхнего плейстоцена. Например, лёссовидные супеси местами перекрывают склоны гор Баласайкан и Улькенсайкан, обращенные к Джунгарскому разлому (см. фиг. 45), а сами испытывают здесь лишь незначительные, в несколько метров, смещения по некоторым разрывным нарушениям.

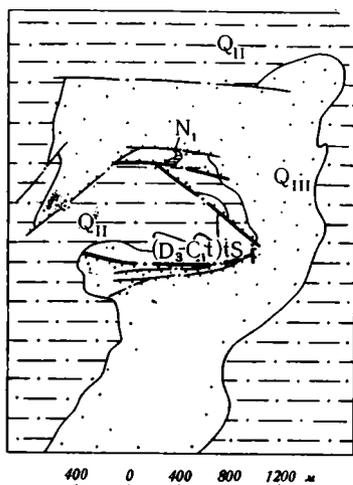
Горстовые и горст-антиклинальные поднятия бугров Тастобе и Жувантобе расположены в зоне Джунгарского разлома к северо-западу от гор Баласайкан. Бугор Тастобе вытянут вдоль Главного Джунгарского разлома на 5—6 км, ширина его до 1—2 км (фиг. 46). Бугор Жувантобе характеризуется близкими к изметричным очертаниями, небольшими, порядка 1 км в поперечнике, размерами и приурочен к зоне крупного разлома северо-восточного направления, по которому проходит уступ поверхности палеозойского фундамента Прибалхашской впадины (фиг. 47, см. также фиг. 39). В обоих буграх из-под озерных песков и супесей среднего и верхнего плейстоцена, образующих поверхность Алакольской и Прибалхашской впадин, выступают палеозойские скальные породы, перекрытые на отдельных участках кайнозойскими отложениями: миоценовыми, плиоценовыми, среднеплейстоценовыми, верхнеплейстоценовыми, верхнеплейстоцен-голоценовыми.

Миоцен представлен красно-бурыми глинами с линзами мергелей, мощность их невелика, в пределах 5—15 м.

К плиоцену отнесены желтовато-серые мелкогалечные конгломераты и пески, состоящие из хорошо окатанной гальки разнообразных палеозойских пород: осадочных (алевролиты, песчаники, кремнистые породы и яшмы) и вулканогенных — характерных розовых кератофинов. Эти отложения распространены только на восточной окраине бугра Тастобе и перекрывают здесь породы палеозоя; мощность их около 10—20 м.

Средний плейстоцен представлен озерными песками и супесями, с поверхности перевеянными; их мощность не менее 30—50 м.

Верхний плейстоцен также представлен озерными песками, которые «вложены» в более древние — среднечетвертичные, аналогичные по составу отложения.



Фиг. 47. Горст бугра Жувантобе

1 — тастовская свита верхнего девона — турне — кремнистые алевролиты и яшмовидные тороды; 2 — миоцен — красно-бурые глины и мергели; 3 — средний плейстоцен — озерные пески; 4 — верхний плейстоцен — озерные и аллювиальные пески; 5 — разрывные нарушения (а — главные, б — второстепенные), бергштрихами — уступы в рельефе

К верхнему плейстоцену — голоцену отнесены делювиально-пролювиальные супесчано-щебнистые отложения мощностью, близкой к 3—10 м, образующие шлейф вокруг бугра Тастобе.

Поднятие бугра Тастобе с юго-запада ограничено резким тектоническим уступом, по которому поверхность выравнивания приподнята над Алакольской равниной на высоту до 50 м. При этом в зоне разлома устанавливается пологий (до 10—15°) наклон поверхности выравнивания и локально перекрывающих ее миоценовых глин, что обуславливает горст-антиклинальный характер поднятия. К северо-востоку поверхность выравнивания полого (4—5°) погружена и осложнена местами невысокими (до 5—30 м) уступами по разломам, между двумя из которых возник небольшой грабен.

Бугор Жувантобе является односторонним горстом, образовавшимся в результате воздымания блока между двумя сливающимися разломами субширотного и северо-западного простираний, по которым поверхность выравнивания на палеозойских породах приподнята над равнинной поверхностью Прибалхашской впадины на несколько десятков метров.

Формирование поднятий Тастобе и Жувантобе происходило длительно. Так, бугор Тастобе испытал воздымание еще в плиоцене, поскольку плиоценовые галечники налегают здесь непосредственно на палеозойские породы. Затем восходящие движения проявились перед накоплением озерных песков среднего плейстоцена, которые вследствие этого ложатся на размытые миоценовые либо палеозойские образования. Верхнеплейстоценовые пески также с разрывом перекрывают палеозойские, миоценовые и среднечетвертичные отложения. Однако в течение всего этого времени поднятия на месте бугра Тастобе были скорее всего невысокими, так как среднечетвертичные и верхнечетвертичные отложения не несут близ него признаков фациальных изменений. В современном виде горст-антиклинальное поднятие Тастобе оформилось в верхнем плейстоцене — голоцене, что сопровождалось образованием делювиально-пролювиального шлейфа этого возраста.

Надразломные антиклинали и вопросы их генезиса

Надразломные антиклинали вдоль Джунгарского разлома распространены локально, причем вследствие хорошей обнаженности некоторые из них представляют значительный интерес для выяснения генезиса такого рода структурных форм.

Тыгасинская надразломная антиклиналь приурочена к границе Семерлинской ступени и Алакольской впадины и выражена в залегании *кайнозойских отложений*: миоценовых, выходящих в ее ядре, и ниже-среднечетвертичных, развитых на крыльях. Эти отложения с несогласием перекрыты лёссовидными супесями среднего—верхнего плейстоцена (фиг. 48).

Миоцен представлен красно-бурыми глинами, в которых местами встречаются тончайшие (0,1—1,5 см) прослойки розовых и белых мергелей; видимая мощность их достигает 30—40 м.

Нижний — средний плейстоцен с резким, местами со скрытым несогласием залегает на миоценовых глинах ядра Тыгасинской антиклинали и сложен пролювиальными валунно-галечно-щебнистыми отложениями с прослоями желто-серых и серых песков и супесей. На левом склоне долины ручья Семерлы в ядерной части Тыгасинской антиклинали, непосредственно у Главного Джунгарского разлома, в составе нижнего — среднего плейстоцена четко выделяются две толщи, разделенные разрывом и несогласием (фиг. 49). Нижняя толща характеризуется светлой окраской за счет преобладания желто-серого супесчаного заполнителя в валунно-галечно-щебнистых отложениях, в которых присутствуют мощ-

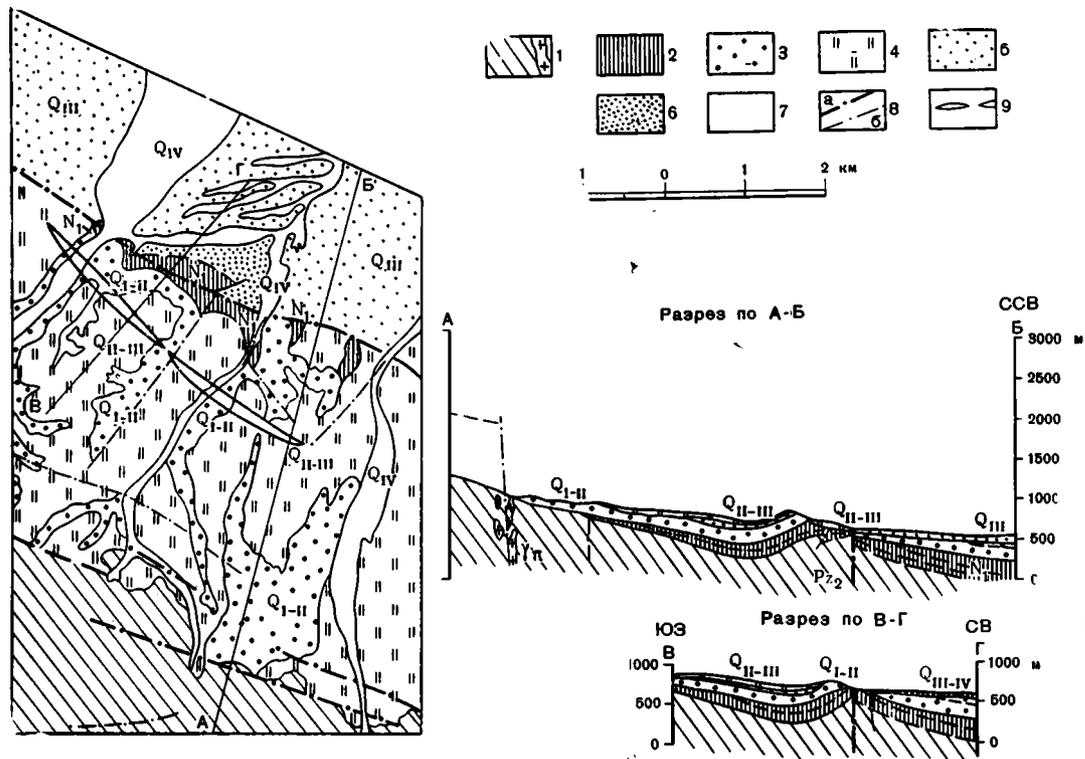
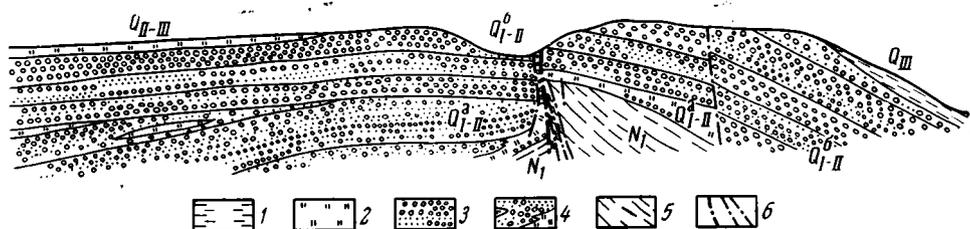
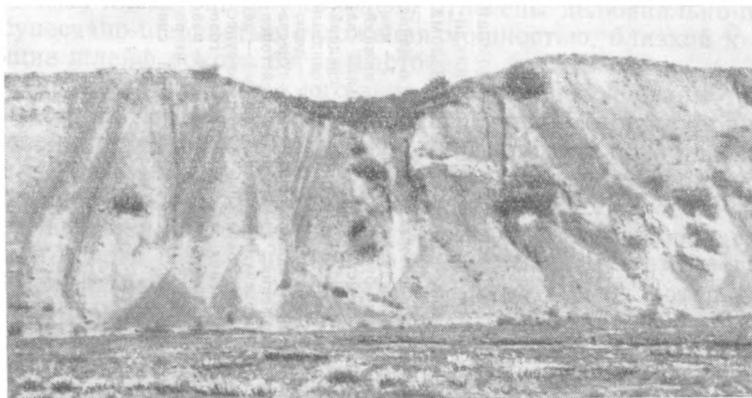


Рис. 48. Тыгисинская надразломная антиклиналь и Тыгисинская синклинали в зоне Джунгарского разлома

1 — среднепалеозойские отложения и дайки кислого и среднего состава (ул); 2 — миоцен — красно-бурые глины; 3 — нижний-средний плейстоцен — пролювиальные валунно-галечные отложения; 4 — средний-верхний плейстоцен — золотые лёссовидные супеси; 5 — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 6 — верхний плейстоцен-голоцен нерасчлененные (на разрезе) — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения и галечники; 7 — голоцен — пролювиальные галечники; 8 — разрывные нарушения главные (а) и второстепенные (б); 9 — ось Тыгисинской синклинали



Фиг. 49. Джунгарский разлом и осевая часть Тыгасинской надразломной антиклинали на левом склоне долины руч. Семерлы

1 — верхний плейстоцен — делювиальные супеси и пески; 2 — средний — верхний плейстоцен — лёссовидные супеси; 3, 4 — нижний-средний плейстоцен — пролювиальные отложения: 3 — верхняя темно-серая толща, галечники, пески, редко лёссовидные супеси, 4 — нижняя желто-серая толща, галечники, пески, лёссовидные супеси; 5 — миоцен — красно-бурые глины с линзами мергелей; 6 — разрывные нарушения, жирная линия — плоскость Главного Джунгарского разлома

вые (до 0,5—3 м) линзы желто-серых лёссовидных супесей. Мощность нижней толщи в юго-западном крыле Джунгарского разлома достигает 5—8 м, а в северо-восточном — составляет 0,3—0,4 м непосредственно близ плоскости сместителя, возрастая до 2—3 м с удалением от последней (см. фиг. 49). Верхняя толща имеет темно-серую окраску; желто-серые супеси для нее не характерны; мощность около 10 м.

Различия между отмеченными толщами выражены лишь вблизи Джунгарского разлома. По направлению к юго-западу мощности их возрастают, несогласие между ними исчезает, а различия сглаживаются (см. фиг. 49). Общая мощность отложений нижнего — среднего плейстоцена здесь близка к 200 м.

Средний — верхний плейстоцен представлен эоловыми лёссовидными супесями мощностью до 20—40 м, с несогласием перекрывающими ниже-среднечетвертичные, а местами и миоценовые отложения.

Тыгасинская шовная антиклиналь в длину прослеживается почти на 5 км, при ширине до 1 км. Джунгарский разлом является как бы ее осевой плоскостью, причем ядро, образованное круто падающими, иногда почти стоящими на головах красно-бурыми глинами миоцена, постепенно расширяется к юго-востоку вплоть до ограничивающего разрывного нарушения северо-восточного простирания. Ниже-среднечетвертичные отложения на крыльях антиклинали залегают положе, под углами до 5—20°.

К юго-западу от Тыгасинской антиклинали наблюдается сопряженная с ней Тыгасинская синклиналь, осложняющая Семерлинскую ступень.

Поперечный разрез надразломной антиклинали хорошо отпрепарирован на левобережье ручья Семерлы (см. фиг. 49). Здесь кровля миоценовых глин приподнята в северо-восточном крыле Джунгарского разлома, миоценовые отложения поставлены на голову, рассланцованы, смяты в мелкие, близкие к изоклинальным пloyчатые складочки.

На правом склоне долины ручья Семерлы, наоборот, юго-западный блок приподнят над северо-восточным, причем здесь ядро и юго-западное крыло шовной антиклинали сохранились в рельефе в виде невысоких (до 100—150 м) холмов (см. фиг. 48).

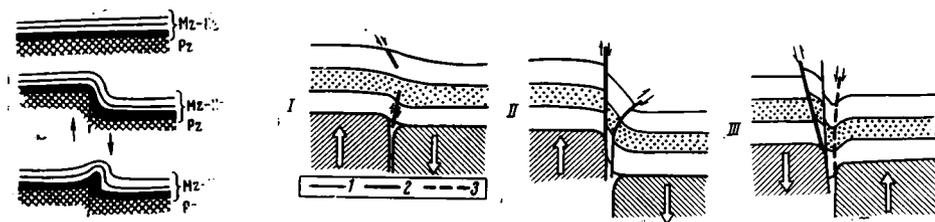
Особенности строения Тыгасинской шовной антиклинали свидетельствуют о длительности ее формирования и многократных подвижках по Джунгарскому разлому. Так, на левобережье ручья Семерлы миоценовые глины сильно смяты и поставлены на голову в результате движений послемiocенового времени. Затем в обоих крыльях разлома шло накопление нижней толщи нижнего — среднего плейстоцена, а вслед за тем — интенсивный рост надразломной антиклинали, в связи с чем нижняя толща оказалась в ее ядре сильно размытой. При этом северо-восточный бок Джунгарского разлома был приподнят несколько выше (на 3—4 м), чем юго-западный, и в его пределах мощность нижней толщи оказалась особенно сильно сокращенной. Интенсивный рост шовной антиклинали возобновился после накопления верхней толщи нижнего — среднего плейстоцена, северо-восточный бок оказался вновь несколько приподнятым (на 4—4,5 м) относительно юго-западного. В конце среднего плейстоцена надразломная антиклиналь на левобережье ручья Семерлы подверглась денудации и оказалась сивелированной и перекрытой лёссовидными супесями среднего — верхнего плейстоцена.

Мощность отложений нижнего — среднего плейстоцена в зоне Джунгарского разлома не превышает 13—20 м, в то время как к юго-западу от него она близка к 200 м, что указывает на значительное воздымание Тыгасинской антиклинали в процессе ее развития, в сравнении с которым 8-метровая амплитуда вертикального смещения по разлому кровли миоцена ничтожна. Следовательно, главным было поднятие обоих крыльев Джунгарского разлома при формировании шовной антиклинали, а смещение их друг относительно друга имело второстепенное значение.

Кроме Тыгасинской надразломной антиклинали, вдоль Джунгарского разлома известны другие сходные структурные формы. Шовная антиклиналь горы Куртобе (см. фиг. 39, 59) расположена на правобережье р. Токты, вытянута вдоль Джунгарского разлома на 2,5 км и возвышается на 100 м над поверхностью верхнечетвертичного предгорного шлейфа, ширина ее около 1 км. Джунгарский разлом проходит близ водораздельной линии горы. В ее пределах выходят ниже-среднечетвертичные аллювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, которые характеризуются пологими, близкими к горизонтальным наклонами слоев.

Сходные с рассмотренными надразломные антиклинали широко распространены вдоль крупных разломов, разделяющих поднятия и впадины (см. рис. 3, Войтович, 1965). К ним относятся, например, рубцовые складки Ферганы, образование которых Д. П. Резвой (1954) рассматривал как обусловленное возвратными (инверсионными) движениями блоков по разлому (фиг. 50). Однако формирование Тыгасинской шовной антиклинали происходило в результате одновременного воздымания обоих крыльев Джунгарского разлома, которое резко превышало незначительные смещения одного крыла относительно другого. При этом рост шовной складки неоднократно возобновлялся, и невозможно представить, чтобы в течение каждого импульса роста Тыгасинской антиклинали развивалось знакопеременное движение блоков: т. е. один из них

сначала опускался, а затем воздымался. Кроме того, значительная ширина Тыгасинской антиклинали, особенно ее юго-западного крыла, и пологий его наклон не вяжутся с механизмом, предложенным Д. П. Резвым. Рассмотренные надразломные антиклинали совершенно не похожи на экспериментально воспроизведенные М. В. Гзовским (1959) приразломные деформации при моделировании в соответствии с представлениями Д. П. Резвого (см. фиг. 50).



Фиг. 50. Три этапа образования рубцовой складки (по Д. П. Резвому) и схема последовательных стадий (I, II, III) формирования шовных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей (по М. В. Гзовскому)

Таким образом, при формировании Тыгасинской надразломной антиклинали происходило одновременное воздымание обоих крыльев разлома, возможно, в условиях некоторого субгоризонтального сжатия, о чем свидетельствует сильная расланцованность отложений миоцена в ядре складки. Причины одновременного задиранья кверху обоих крыльев разлома не вполне ясны. По-видимому, благоприятная для образования шовных складок динамическая обстановка локально возникает вдоль ограничений крупных смещающихся друг относительно друга блоков, не исключено также, что она обусловлена некоторым надвиганием на отдельных участках Джунгарского свода на Алакольскую впадину.

Надразломные антиклинали в общем характеризуются изменчивостью строения вдоль разлома. На одних участках наблюдается асимметрия в поперечном профиле — углы наклона слоев в зоне разлома резко различаются в его боках, рядом асимметрия может отсутствовать либо быть иного знака. Точно так же амплитуда, а иногда и направление вертикальных смещений непосредственно по шву варьируют вдоль линии разлома. Иногда надразломные антиклинали выражены одним из своих крыльев, в то время как другое крыло редуцировано.

Строение зоны сочленения Джунгарского свода и Алакольской впадины и сейсмостектонические дислокации

Как уже отмечалось в разделе, посвященном неотектонике Восточного Прибалхашья, в рассматриваемом районе можно выделить два типа сочленения крупных положительных и отрицательных новейших структур.

Первый тип — плавного сочленения — отличается плавным и постепенным переходом от поднятия к впадине и четко выражен на западе сводового поднятия гор Арасантау (см. фиг. 39), в пределах которого вершинная поверхность на палеозойских породах полого погружается, постепенно переходя в поверхность палеозойского фундамента Алакольской впадины. По существу граница поднятия и впадины здесь расплывчата.

Существенно иной тип сочленения — флексурно-ступенчатый — наблюдается между Джунгарским сводом и Алакольской впадиной, граница которых выражена крупным флексурным изгибом поверхности выравнивания и уступами по Джунгарскому и оперяющим разломам.

При этом, однако, на отдельных участках строение зоны сочленения Джунгарского свода и Алакольской впадины существенно различается. Местами поверхность выравнивания в пределах Джунгарского свода и поверхность палеозойского фундамента в Алакольской впадине отделены очень резким уступом по Джунгарскому разлому с амплитудой вертикальных смещений до 1,5—2 км и более. Причем чаще всего вдоль Главного Джунгарского разлома наблюдается несколько сближенных оперяющих и примерно параллельных ему разрывных нарушений, по которым происходит ступенчатое погружение поверхности выравнивания в сторону впадины.

В то же время на других участках в зоне Джунгарского разлома наблюдается как бы флексурное изгибание поверхности выравнивания, и погружение ее в сторону впадины происходит на значительном расстоянии плавно, лишь несколько усложняясь уступами по разрывным нарушениям.

Таким образом, выделяются как бы два подтипа сочленения: ступенчатый и флексурно-изгибовый. В первом из них погружение поверхности выравнивания от поднятия к впадине происходит в основном за счет уступов по разломам; тогда как на участках флексурно-изгибового сочленения погружение поверхности выравнивания в значительной мере обусловлено ее наклонами в сторону впадины. В случае ступенчатого сочленения Джунгарский разлом обычно проходит у подножия крутого (до 20—45°), резко расчлененного склона, в то время как на участках флексурно-изгибового сочленения наблюдаются более пологие, обращенные к Алакольской котловине склоны Джунгарского Алатау, среди которых местами встречаются останцы залегающей наклонно поверхности выравнивания. Впрочем, флексурно-изгибовый подтип в «чистом» виде не наблюдается, поскольку залегающая наклонно поверхность выравнивания обычно также осложнена уступами по разломам.

Ярко выраженным примером сочленения с одновременным ступенчатым погружением и наклоном поверхности выравнивания является рассмотренная выше Семерлинская ступень между Джунгарским сводом и Алакольской впадиной, в пределах которой поверхность выравнивания полого (5—14°) наклонена в сторону Алакольской впадины.

Указанные подтипы сочленения хорошо различаются в горах Арганаты. В их пределах поверхность выравнивания залегает почти горизонтально на абсолютных отметках, близких к 500—600 м, образуя водораздельное плато. В зоне Джунгарского разлома шириной до 0,5—1 км она плавно изгибается и приобретает пологий (7—9°) наклон в его сторону, образуя как бы среднесоединительное крыло флексуры, ограниченное линией Джунгарского разлома. В другом блоке поверхность палеозойского фундамента опущена на несколько сотен метров и залегает почти горизонтально. В 24 км к юго-западу от северной оконечности гор Арганаты наблюдается переход флексурного изгиба в резкий тектонический уступ по Джунгарскому разлому, в результате размыва которого образовался крутой и сильно расчлененный склон.

К юго-востоку от гор Арганаты горстовые и горст-антиклинальные поднятия гор Баласайкан, Улькенсайкан и Ергесайкан сочленяются с Алакольской впадиной резким тектоническим уступом по Джунгарскому разлому.

На северо-западной окраине Текелийского горста на очень коротком отрезке наблюдается приразломный флексурно-изгибовый наклон поверхности выравнивания, который к юго-востоку переходит в резкий тектонический уступ и зону ступенчатого сочленения по Джунгарскому разлому (см. фиг. 40).

Тункурузский грабен сочленяется с Алакольской впадиной путем незначительного флексурного изгибания поверхности выравнивания,

залегающей в пределах грабена горизонтально, но в зоне Джунгарского разлома шириной до 1—1,5 км приобретающей пологий (до 4—5°) наклон в сторону впадины и, кроме того, ступенчато погружающейся по отдельным разрывным нарушениям амплитудой до 40—50 м. При этом формирование зоны сочленения было в основном завершено к верхнему плейстоцену, поскольку уступы по большинству разломов выражены только в залегании поверхности выравнивания и перекрывающих ее палеогеновых, неогеновых и ниже-среднечетвертичных отложений; однако в современном рельефе они почти не отражаются и верхнечетвертичные делювиально-пролювиальные отложения часто не смещают.

В пределах Буланбайского горст-антиклинального поднятия на значительной его части поверхность выравнивания плавно, под углами до 7—12°, погружается вплоть до Главного Джунгарского разлома, в зоне которого она нарушена многочисленными продольными и поперечными разломами, обычно с небольшими (в десятки, иногда первые сотни метров) амплитудами вертикальных смещений (см. фиг. 39, 40).

Колпаковская впадина, осложняющая Джунгарский свод, сочленяется с Алакольской впадиной наклонной (до 5—14°) поверхностью выравнивания, образующей Семерлинскую ступень и осложненной уступами по разломам и небольшими грабенами и горстами. Формирование последних, как указано выше, в основном связано с фазой усиления тектонических движений конца среднего плейстоцена.

Кунгейский горст ограничен с северо-востока Карайлинским разломом, в зоне которого происходит резкое ступенчатое погружение поверхности выравнивания от 2000—2500 до 700—800 м в абсолютных отметках.

Ступенчатый характер приразломной зоны сочленения наблюдается на значительной части северо-восточного ограничения Джунгарского свода по окраине грабена Джунгарских ворот, в частности на тех участках, где Главный Джунгарский разлом прослеживается среди рыхлых кайнозойских отложений на расстоянии до 0,5—2 км от подножия склона Джунгарского Алатау и смещает поверхность палеозойского фундамента на несколько сотен метров — 1 км. Суммарная амплитуда вертикального смещения в зоне сочленения достигает иногда 1,5—2 км.

По-видимому, отмеченные два подтипа зоны сочленения — ступенчатый и флексурно-изгибовый характерны не только для юго-западного, но и для северо-восточного крыла Джунгарского разлома, однако здесь для их выявления необходимы специальные геофизические исследования.

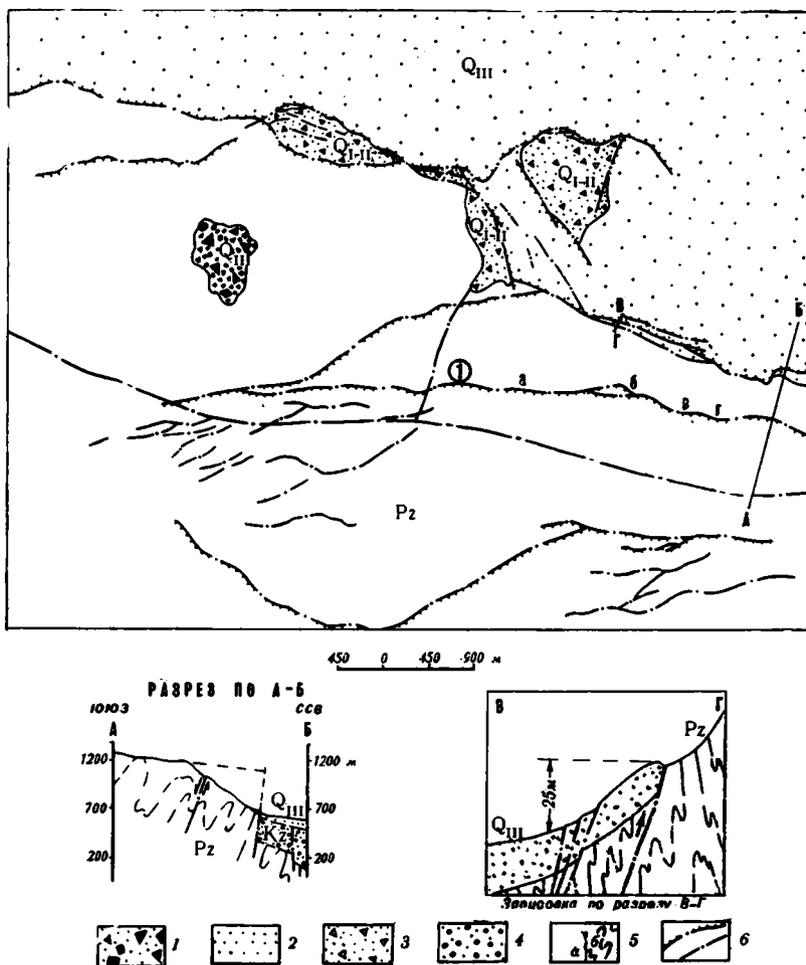
На окраине Джунгарского свода в зоне Джунгарского разлома наблюдается большое число новейших разрывных нарушений и сейсмотектонических дислокаций, многие из которых прослеживаются примерно вдоль него в северо-западном либо иногда в субширотном направлении.

В течение новейших горообразовательных процессов уступы в рельефе по более ранним разрывным нарушениям размывались, некоторые из них в последующем обновлялись наряду с образованием новых разрывов. Наиболее ярко выражены в рельефе разрывные нарушения, обновленные либо вновь возникшие в верхнем плейстоцене — голоцене и в значительной части имеющие сейсмотектоническое происхождение. Различаются две главные разновидности этих разрывов.

Разрывы первой разновидности отличаются крутыми наклонами плоскостей сместителей к юго-западу и характеризуются незначительной, в пределах нескольких метров, амплитудой смещений, причем опущены висячие крылья. Они особенно распространены в горах Буланбай и нередко выражены извилистыми в плане линиями выходов плоскости сместителя. На ряде участков они прослеживаются узкими лентовидными в плане площадками, опоясывающими склон (образование их связано с незначительным опусканием по разрывам и верхней части склона отно-

сительно нижней). Такие разрывы распространены в 17—20 км к северо-западу от р. Жаманты, где их особенности можно проследить на примере разрыва 1 (фиг. 51). На левом склоне сая (см. фиг. 51, участок «а») разрыв прямолинеен и характеризуется крутым (до 80—85°) падением плоскости сместителя к югу.

На правом склоне сая и далее к востоку (см. фиг. 51, участок «б») разрыв прослеживается седловинкой в рельефе и характеризуется извилистыми в плане очертаниями, что отчасти обусловлено выполаживанием плоскости сместителя, падающего на этом участке к югу под углами 60—70°. В тальвеге саев (см. фиг. 51 участки «в», «г») разрыв выражен уступом к югу высотой до 1—3 м в современных щебнисто-супесчаных пролювиальных отложениях. Между саями он прослеживается седловинкой, переходящей в узкую (0,5—2 м) горизонтальную площадку на склоне. Аналогичная горизонтальная площадка, опоясывающая склон по линии



Фиг. 51. Новейшие разрывы в зоне Джунгарского разлома в 17 км к северо-западу от р. Жаманты (карта по аэрофотоснимку)

1, 2 — верхний плейстоцен: 1 — обвальные крупноглыбовые отложения, 2 — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 3 — нижний-средний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-глыбовые отложения; 4 — кайнозойские рыхлые отложения нерасчлененные (на разрезе); 5 — палеозой — скальные породы (а — на карте, б — на разрезе); 6 — разрывные нарушения, бергштрихами — уступы в рельефе

разлома и образовавшаяся за счет размыва невысокого (в 1—3 м) тектонического уступа (см. фиг. 51, разрез А—Б), наблюдается и к востоку от сая «г». Далее к востоку разрыв сливается с Джунгарским разломом на правом склоне крупного сая, расположенного в 13,5 км к северо-западу от р. Жаманты. При их слиянии на площади около 150—200 м² на поверхности верхнечетвертичного предгорного шлейфа наблюдается характерный микрорельеф сейсмотектонического происхождения. Здесь преимущественно в субмеридиональном направлении прослеживается множество сближенных (на 3—10 м) рытвин глубиной 1—3 м и длиной в несколько десятков метров, возникших по сейсмотрещинам, причем поверхность шлейфа между ними перекошена и наклонена то в одну, то в другую сторону.

Такого рода разрывы встречаются и за пределами гор Буланбай на других участках в зоне Джунгарского разлома. Повсеместно они отличаются крутыми наклонами плоскости сместителя в сторону, противоположную падению склона, и часто выражены на склонах лентовидными горизонтальными площадками.

Другие разрывные нарушения, наоборот, отличаются наклонами плоскостей сместителей к северу, северо-востоку и северо-западу, иногда довольно пологими (до 40—50° и менее), по ним опущены висячие крылья с образованием на ряде участков гравитационно-сейсмотектонических структур. Иногда плоскости сместителей разрывов наблюдаются в рельефе в виде обрывистых склонов (фиг. 52). Примером разрывных нарушений является нормальный сброс (1 на фиг. 52) с плоскостью сместителя, наклоненной к северу под углами около 45—50°, висячий бок опущен по нему на 0,3—0,5 км. Южнее располагается также крупный сброс (см. фиг. 52, 2) северо-восточного простирания, выраженный в рельефе уступом к северо-западу высотой до 5—25 м; плоскость сместителя наклонена в ту же сторону под углом 70°. Сброс развился путем обновления варисского разлома, поскольку вдоль плоскости сместителя в зоне шириной около 0,5—1 м палеозойские алевролиты и песчаники окремнены, пронизаны маломощными (0,5—2 см) кварцевыми жилками и разбиты зеркалами скольжения.

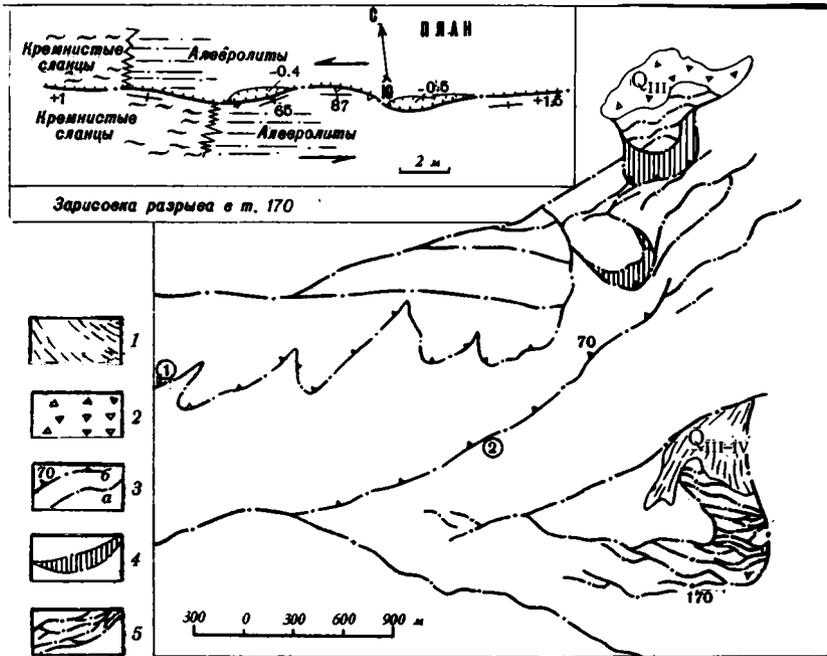
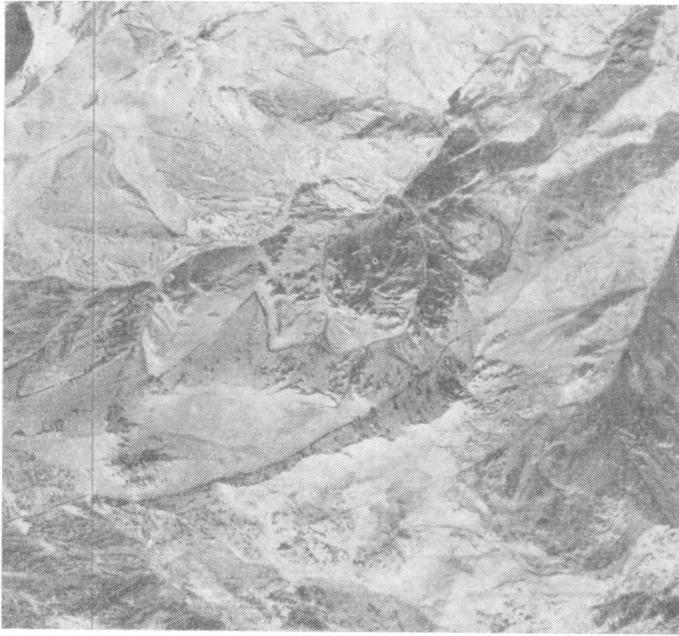
На некоторых участках развиты гравитационно-сейсмотектонические структуры, которые сходны с наблюдавшимися при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. (Солоненко и др., 1960). Гравитационно-сейсмотектонические структуры наблюдаются на крутых склонах в верховьях крупных саев и выражены сближенными на единицы и десятки метров разрывами и трещинами, плоскости сместителей которых круто (70—80°) падают по направлению падения склона. Узкие блоки между ними ступенчато опущены с амплитудой смещения в единицы и десятки метров.

Местами наблюдаются гравитационно-тектонические «оползни» по разлому с плоскостью сместителя, полого (менее 20°) падающей к северу, по которой висячий блок ополз вниз примерно на 100—200 м (фиг. 53).

В связи с подвижками по сейсмотектоническим разрывам и трещинам на ряде участков возникли крупноглыбовые обвальные нагромождения.

Таким образом, рассмотренные разновидности разрывных нарушений обнаруживают сходство с нормальными сбросами и так же, как и ряд других новейших структур в окраинных частях Джунгарского свода, например Жамантинский грабен, формировались в условиях растяжения.

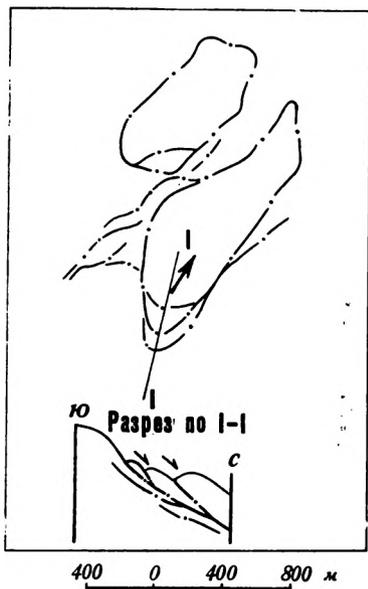
В то же время непосредственно у Джунгарского разлома и в прилежащих частях Алакольской впадины и грабена Джунгарских ворот местами развиты структуры, сформировавшиеся преимущественно в условиях горизонтального сжатия. Они представлены узкими, шириной в десятки и сотни метров приразломными клиновидными в плане блоками, в которых слои неоген-четвертичных отложений, нередко сильно рассланцован-



Фиг. 52. Новейшие разрывы, трещины и гравитационно-сейсмоструктурные структуры

1 — верхний плейстоцен-голоцен — осипы; 2 — верхний плейстоцен — обвалы крупноглыбистые отложения; 3 — разрывные нарушения в палеозойских породах с вертикальной (а) и наклонной (б) плоскостями сместителя; 4 — плоскости сместителей, выраженные в рельефе крутыми склонами; 5 — гравитационно-сейсмоструктурные структуры.

На врезке — левый сдвиг по разрывному нарушению субширотного направления; в соответствии с ориентировкой напряжений при левом сдвиге образовались приразломные провалы; плоскость сместителя вертикальна либо круто падает к югу



Фиг. 53. Гравитационно-тектонический оползень, штрих-пунктиром — разрывные нарушения

ных, круто залегают, иногда поставлены на голову. Один из таких блоков расположен в 18 км к северо-западу от р. Жаманты. В его пределах палеозойские породы и перекрывающие их верхнечетвертичные делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения «вздернуты» и одновременно перекошены, в связи с чем последние приобрели наклон до 30—40° к северу (см. фиг. 51, зарисовка по В—Г).

В рельефе этот узкий клиновидный горст выражен холмиком, хорошо дешифрирующимся на аэрофотоснимках. Аналогичный клиновидный горст длиной 400 м и шириной до 30—50 м примыкает к Главному Джунгарскому разлому в 11,5 км к северо-западу от р. Жаманты. Сходные структурные формы распространены и на других участках Главного Джунгарского разлома. На юго-западе Джунгарских ворот, в районе Дурной речки, в 1,5 км к востоку от отметки 888,7 (см. фиг. 39, 55) в зоне Джунгарского разлома наблюдаются узкие (до 100—200 м) клиновидные в плане блоки северо-западного простирания, в которых миоценовые красно-бурые глины и мергели поставлены на голову и рассланцованы, а на отдельных участках смяты в мелкие плейчатые складки.

Небольшой приразломный односторонний горст очень четко наблюдается вдоль Джунгарского разлома в районе Айдабайсая гор Текели (фиг. 54). Он выражен в рельефе холмами, которые с юго-запада резко ограничены уступами по разрывным нарушениям высотой до 10—30 м, а к северо-востоку постепенно сливаются с поверхностью предгорного шлейфа. В пределах холмов в виде очень мелких тектонических блоков выступают мелкогалечные отложения плиоцена и глыбово-щебнистые отложения нижнего — среднего плейстоцена, что указывает на значительную (вероятно, не менее 100 м), амплитуду вертикальных смещений по отдельным из ограничивающих разрывных нарушений. Причем некоторые из последних (см. фиг. 54, 1, 2) в конце верхнего плейстоцена и в голоцене не были обновлены и почти не выражены в рельефе.

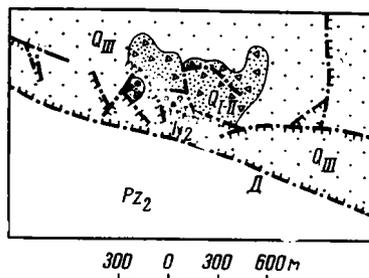
В целом рассмотренные структурные формы, прилежащие к Главному Джунгарскому разлому или располагающиеся близ него в Алакольской впадине и грабене Джунгарских ворот, образовались скорее всего в условиях приразломного сжатия и обнаруживают черты сходства с над-

разломными (рубцовыми) антиклиналями.

Таким образом, устанавливается следующая закономерность: на погружении Джунгарского свода к Джунгарскому разлому, отделяющему его от Алакольской впадины, формирование ряда новейших структур происходило в условиях горизонтального растяжения, в которых образовались Жамантинский и другие грабены, а позднее развивались сейсмотектонические разрывы, большей частью представляющие собой нормальные сбросы незначительной амплитуды. В то же время непосредственно у Главного Джунгарского разлома и в прилегающей к нему части Алакольской впадины участками возникало интенсивное горизонтальное сжатие, способствовавшее формированию надразломных антиклиналей и мелких клиновидных горстов. Не исключено, что сжатие было обусловлено некоторым надвиганием Джунгарского свода на Алакольскую впадину на отдельных участках.

Новейшие тектонические движения в зоне Джунгарского разлома происходили неравномерно во времени; в частности, устанавливается их резкое усиление в конце среднего плейстоцена между накоплением нижне-среднечетвертичных пролювиальных отложений и средне-верхнечетвертичных эоловых лёссовидных супесей. В это время в основном сформировалась структура Семерлинской ступени, а также осложняющие ее Жамантинский и другие грабены, Тыгасинская надразломная антиклиналь и Тыгасинский синклинальный прогиб, Актасский и другие горсты, также горстовые поднятия гор Баласайкан, Ергесайкан, Улькенсайкан и некоторые другие приразломные структуры. При этом амплитуды вертикальных смещений в зоне Джунгарского разлома превышали местами 300—500 м. После накопления лёссовидных супесей средне-верхнечетвертичного возраста в верхнем плейстоцене и голоцене формировались лишь некоторые приразломные структуры (горстовое поднятие близ сая Карайли, горст-антиклиналь бугра Тастобе). Кроме того, в голоцене отдельные участки Алакольской котловины, прилегающие к Джунгарскому разлому, были охвачены восходящими движениями, благодаря которым в приразломной полосе реки глубоко, иногда на несколько десятков метров, врезались в верхнечетвертичный предгорный шлейф.

Главный Джунгарский разлом на ряде участков выражен уступом на поверхности верхнечетвертичного шлейфа, однако в современных пойменных отложениях рек он обычно не проявлен; впрочем, на некоторых участках (устье ручья Семерлы, некоторые сая к северо-западу от р. Жаманты) линия разлома отразилась слабо заметным уступом и в голоценовых отложениях, а ряд сейсмотектонических разрывов в зоне разлома отчетливо смещает современные пролювиальные накопления в саях. Таким образом, движения в зоне Джунгарского разлома продолжались местами и в голоцене. Сейсмотектонический характер разрывов и трещин ряда участков зоны Джунгарского разлома не вызывает сомнений, в то же время Джунгарский разлом ныне асейсмичен; причина такого, вероятнее всего, лишь временного затухания сейсмичности не ясна.



Фиг. 54. Приразломный односторонний горст в зоне Джунгарского разлома близ Айдабайсая гор Текели

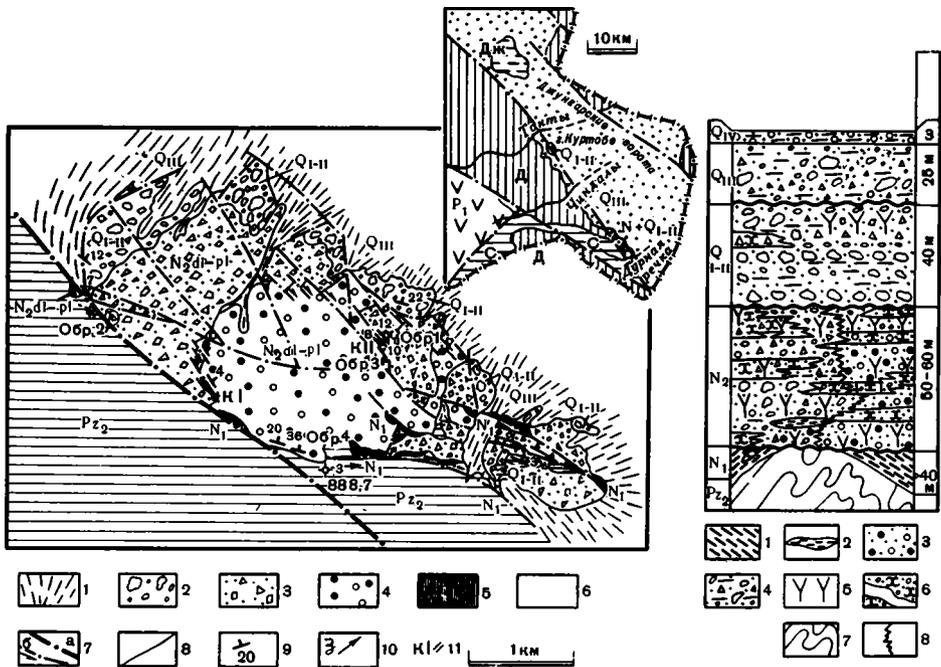
1 — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения предгорного шлейфа; 2 — нижний-средний плейстоцен — пролювиальные глыбово-щебнистые отложения; 3 — плиоцен — галечники; 4 — средний палеозой — скальные породы; 5 — разрывные нарушения, бергштрихами — уступы в рельефе; Д — Джунгарский разлом

НОВЕЙШИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО ДЖУНГАРСКОМУ РАЗЛОМУ

Крупные новейшие горизонтальные движения блоков по Джунгарскому разлому устанавливаются в Джунгарских воротах смещением в его крыльях фаций кайнозойских отложений, что наиболее четко наблюдается на юго-западе Джунгарских ворот в районе Дурной реки, а также в пределах холма Куртобе на правом берегу р. Токты.

На участках, где Джунгарский разлом пересекает низкие предгорья Джунгарского Алатау, четко выражены горизонтальные смещения форм рельефа. Новейшие сдвиги сыграли важную роль в формировании приразломных грабенов — провалов типа сдвиговых рифтов. При этом горизонтальные движения развивались самостоятельно, не являясь следствием новейших вертикальных смещений по разлому, и обусловили образование своеобразных новейших структур и форм рельефа.

Новейшие сдвиги на юго-западе Джунгарских ворот в районе Дурной реки доказываются горизонтальными смещениями фаций плиоценовых отложений. Здесь к северо-востоку от Джунгарского разлома располагается невысокая возвышенность с низкогорным эрозионным рельефом. В ее пределах и прилежащих частях Джунгарского Алатау на скальные породы палеозоя налегают рыхлые *кайнозойские отложения*, представленные миоценом, плиоценом, нижним — средним плейстоценом, верхним плейстоценом и голоценом (фиг. 55, см. также фиг. 25).



Фиг. 55. Сдвиги кайнозойских отложений близ Дурной реки

На врезке: Q_{III} — верхний плейстоцен; Q_{I-II} — нижний-средний плейстоцен; N — неоген;

Д — девон; С — карбон; P₁ — нижняя пермь.

На карте: 1 — верхний плейстоцен — пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 2 — нижний-средний плейстоцен-пролювиально-делювиальные щебнисто-глибовые отложения; 3, 4 — плиоцен; 3 — пролювиально-делювиальные щебнистые отложения с однообразными обломками, 4 — аллювиально-пролювиальные галечники и пески с галькой разнообразных пород; 5 — миоцен — красно-бурые глины и мергели; 6 — средний палеозой — скальные породы; 7 — Джунгарский разлом (а) и прочие разрывные нарушения (б), стрелками — направление сдвигов; 8 — стратиграфические контакты и границы фаций плиоценовых отложений; 9 — элементы залегания слоев; 10 — зеркало скольжения горизонтальное, с направлением скольжения верхнего блока; 11 — каналы.

На колонке: 1 — красно-бурые глины и мергели; 2 — зелено-серые глины; 3 — галечники и пески; 4 — валунисто-щебнисто-супесчаные отложения; 5 — сильно загипсованные слои; 6 — слои и линзы крепко сцементированных отложений; 7 — скальные породы среднего палеозоя; 8 — граница фаций плиоценовых отложений

К *миоцену* отнесены красно-бурые гипсоносные глины, местами песчаные и содержащие точечные включения черных окислов марганца, на отдельных участках в них присутствуют линзы крепких литоидных снежно-белых мергелей мощностью от 0,2—0,3 до 1,5 м, в которых иногда заключены угловатые обломки палеозойских алевролитов и сланцев размером 0,5—2 см. Миоценовые глины залегают на палеозойских породах и с глубоким разрывом перекрываются плиоценовыми и четвертичными отложениями; их мощность варьирует от 1—2 до 25—40 м.

Отложения *плиоцена* со скрытым, местами с явным несогласием залегают на красно-бурых глинах миоцена либо палеозойских породах и представлены двумя резко различающимися фациями: аллювиально-пролювиальной и делювиально-пролювиальной.

Аллювиально-пролювиальные гравийно-галечные отложения развиты к северо-востоку от Джунгарского разлома, где они образуют обширный древний конус выноса и большей частью обладают хорошей сортированностью и четкой слоистостью. Они сложены различно окатанными гравием, галькой и щебнистыми обломками (размером в поперечнике до 1—2, гораздо реже до 10—15 см и более) разнообразных палеозойских пород: темно-серых и зелено-серых песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев, красноцветных яшм, светло-серых известняков и характерных лиловых, лилово-красных и зелено-серых кварцевых порфиров, порфиритов и их туфов. Обломки вулканогенных пород составляют от 5—10 до 20—25% общего объема толщи и образовались в результате размытия нижнепермских вулканогенных отложений Чулакской мульды, расположенной в водораздельной части Джунгарского Алатау; такие обломки переносятся только крупными магистральными реками: Чиндалы и Токты. Сходные вулканогенные породы в большом количестве наблюдаются в гальках конгломератов карадобинской свиты нижней перми, для которой, однако характерна хорошо окатанная галька. В то же время в плиоценовых отложениях преобладают средне, плохо окатанные и угловатые обломки эффузивов, которые не могли образоваться за счет перебивания близлежащих нижнепермских конгломератов.

Заполнителем гравийно-галечно-щебнистых отложений служит светло-серая и палево-серая супесчаная масса с гипсом и карбонатом. Отдельные слои и линзы мощностью до 3—6 м крепко сцементированы, иногда наблюдаются тонкие (0,1—0,3 м) прослои, сильно обогащенные гипсом.

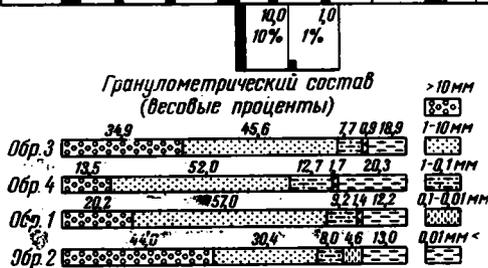
Минералы тяжелой фракции составляют 4,6—6,5% алевролитовых частиц, причем среди них много лейкоксенизированного ильменита, накопившегося, видимо, за счет размытия вулканогенных пород (см. фиг. 55, 56, 57, обр. 3, отобранный в канаве К-II в центральной части конуса выноса, и обр. 4, отобранный в краевой части конуса выноса).

Существенно иной состав имеют делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения, которые окаймляют древний конус выноса, образованный аллювиально-пролювиальной фацией осадков.

Делювиально-пролювиальные отложения отличаются грубой, иногда неявно выраженной слоистостью за счет чередования слоев щебнисто-супесчаного состава с разной преобладающей величиной обломков, а также песков и песчаников. Переходы между слоями нередко постепенные; отдельные прослои и линзы мощностью до 0,5—4 м крепко сцементированы гипсово-карбонатным цементом. Крайне редко и непосредственно у линии Джунгарского разлома встречаются маломощные (0,2—0,4 м) линзы зелено-серых песчанистых глин.

Обломки делювиально-пролювиальных отложений угловатые, почти совсем не окатанные, размеры их в поперечнике варьируют в пределах 0,1—1 см, гораздо реже достигают 2—4 см; изредка встречаются отдельные глыбы диаметром до 15—25 см.

	Магнетит	Гидроксиды железа	Лейкоксиновый ильменит	Розовая обманка	Циркон	Турмалин	Пираксен	Эпидот и цитросит	Хлорит	Апатит	Сфен	Титановые минералы из акама-фрагмента	Гранат	Щелочная роговая обманка	Слюда	Рутил
Обр. 3	5,5	37,5	25,0	2,5	5,5	2,5	4,5	9	0	1,0	2,5	4,5	0	0	0	0
Обр. 4	7	30,6	8,5	3,0	5,0	3,0	2,0	18,0	0	0	0	2,0	2,0	0	0	0
Обр. 1	8,5	47,5	6,0	3,5	6,0	5,0	3,5	9,5	2,5	0	0	7,0	0	0	0	0
Обр. 2	11,5	7,5	4,5	21,5	8,0	2,0	0	24,0	0	0	2,5	5,5	3,0	4,0	4,0	2,0



Фиг. 56. Состав тяжелой фракции плиоценовых и ниже-среднеплейстоценовых отложений района Дурной реки Джунгарского Алатау

обр. 3, 4, 1 — из плиоценовых отложений; обр. 3 — из центральной части конуса выноса, обр. 4 — из краевой части конуса выноса, обр. 1 — из делювиально-пролювиальных отложений, окаймляющих конус выноса; обр. 2 — из ниже-среднечетвертичных отложений

В обломках резко преобладают монотонные зеленые и зелено-серые алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, реже мелкозернистые песчаники. Перечисленные породы характерны для верхнего девона и живетского яруса и в коренном залегании развиты на склонах долины р. Чиндалы (см. фиг. 25), где в них присутствуют также подчиненные прослои розовых и красновато-розовых алевролитов и песчаников. Обломки последних также встречаются в рассматриваемых отложениях.

Минералы тяжелой фракции немногочисленны, составляя всего 2,3% объема алевритовых частиц, по сравнению с аллювиально-пролювиальными отложениями в них заметно меньше лейкоксинового ильменита, что, очевидно, связано с отсутствием в области сноса магматических пород (фиг. 56, см. также фиг. 55, 57, обр. 1, отобранный в канаве К-II).

В то же время вблизи поля выходов описываемой фации плиоценовых отложений, в районе Дурной реки, обнажаются сероцветные алевролиты, конгломераты, песчаники и известняки нижнего и среднего карбона, прорванные многочисленными дайками преимущественно среднего состава. Эти породы не наблюдаются в обломках делювиально-пролювиальных отложений, окаймляющих древний конус выноса.

В целом охарактеризованные отложения являются типичными щебнисто-супесчаными накоплениями древнего предгорного шлейфа. Выделить среди них отдельно пролювиальные и делювиальные фации не представляется возможным, тем более, что в горных сооружениях, как это убедительно показано Е. В. Шанцером (1957), вместо плоскостного делювиального сноса чаще всего происходит смыв по отдельным расчленяющим склон эрозионным ложбинам. Зелено-серые глины, образующие редкие линзы близ Джунгарского разлома, формировались в отдельных приуроченных к нему родничках и болотцах.

Несколько своеобразным составом отличается рассматриваемая фация плиоцена в пределах выходов, располагающихся к юго-западу от Джунгарского разлома у советско-китайской границы, где среди них преобладают пролювиальные накопления крупного выходящего здесь из гор Тузсяя (см. фиг. 25). Они представлены преимущественно разнозернистыми песчаниками и гравелитами, реже конгломерато-брекчиями; мощности слоев варьируют в пределах 0,1—0,5 м, присутствуют прослои и линзы косослоистых песчаников. В составе обломочного материала преобладают палеозойские породы, особенно розовые крупнозернистые граниты Койтакского массива, располагающегося в непосредственной близости (см. фиг. 25); кроме них встречаются обломки зелено-серых и серых алевролитов, кремнистых пород и красноцветных яшм. Такой состав обломков наблюдается только к юго-западу от Джунгарского разлома, в то же время к северо-востоку от него в мелких выходах аналогичных плиоценовых отложений у линии советско-китайской границы в обломках отсутствуют граниты, а встречаются только осадочные породы, в основном сероцветные кремнистые алевролиты. (В северо-восточном блоке установлены только отдельные мелкие обнажения плиоценовых отложений, и контуры их выходов показаны на фиг. 25 с увеличением.)

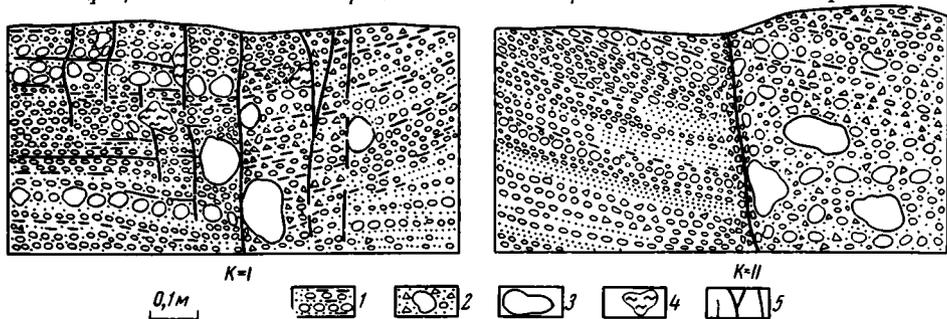
Мощность рассмотренных плиоценовых отложений варьирует на отдельных участках и достигает 30—60 м.

К *нижнему — среднему плейстоцену* отнесены делювиально-пролювиальные валунно-щебнисто-супесчаные отложения, перекрывающие с разрывом и угловым несогласием плиоценовые или более древние образования. Они залегают горизонтально либо слабо наклонены к северо-востоку и характеризуются плохой сортировкой материала и грубой, неясно выраженной слоистостью. Преобладают угловатые, реже слегка окатанные обломки размером в поперечнике от 2—4 до 7—10 см, несколько реже — до 15—20 см и даже 0,5 м, состоящие из сероцветных палеозойских пород нижнего и среднего карбона: песчаников, алевролитов, конгломератов и известняков. Встречаются также и жильные диорит-порфиристы. Тяжелая фракция составляет 13,3% объема алевритовых частиц, характеризуется разнообразием минерального состава и резко отличается от тяжелой фракции плиоценовых отложений (см. фиг. 55, 56, обр. 2). Заполнителем служит супесь, преимущественно темно-серая, иногда желто-серая, лёссовидная. Изредка наблюдаются маломощные (до 0,5—1 м) слои, крепко сцементированные супесчано-карбонатным цементом. Мощность ниже-среднечетвертичных отложений около 20—40 м.

Верхнеплейстоценовые отложения делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные — образуют ровную поверхность предгорного шлейфа и отличаются от ниже-среднечетвертичных отложений меньшими размерами обломков и исключительно рыхлой супесчаной заполняющей массой. Мощность их у подножия гор не превышает 10—25 м.

К *голоцену* относятся маломощные (1—3 м) аллювиально-пролювиальные щебнисто-галечные накопления современных водотоков.

Детальное картирование выделенных подразделений кайнозоя несомненно указывает на новейшие горизонтальные движения блоков вдоль Джунгарского разлома. Плиоценовые отложения испытали по нему существенные смещения, о чем свидетельствуют, во-первых, резкие различия в их составе по обе стороны от Джунгарского разлома в районе Тузсяя близ границы: в юго-западном блоке они переполнены обломками гранитов близлежащего Койтасского массива, а в северо-восточном — гранитов в обломках не встречается, и развитые здесь отложения скорее всего накапливались к северо-западу от их нынешних выходов, а затем были перемещены сюда правосторонним сдвигом (см. фиг. 25). Во-вторых, на значительное горизонтальное смещение указывает положение древнего конуса выноса. Состав образующих его аллювиально-пролюви-



Фиг. 57. Новейшие взбросо-сдвиги, оперяющие Джунгарский разлом в районе Дурной речки (зарисовка стенок канав К-I и К-II, расположение канав см. фиг. 55)

1 — галечники с песком и супесью; 2 — щебни с валунами с супесчаным заполнителем; 3 — крупные валуны; 4 — включения красно-бурых глин; 5 — плоскость сместителя

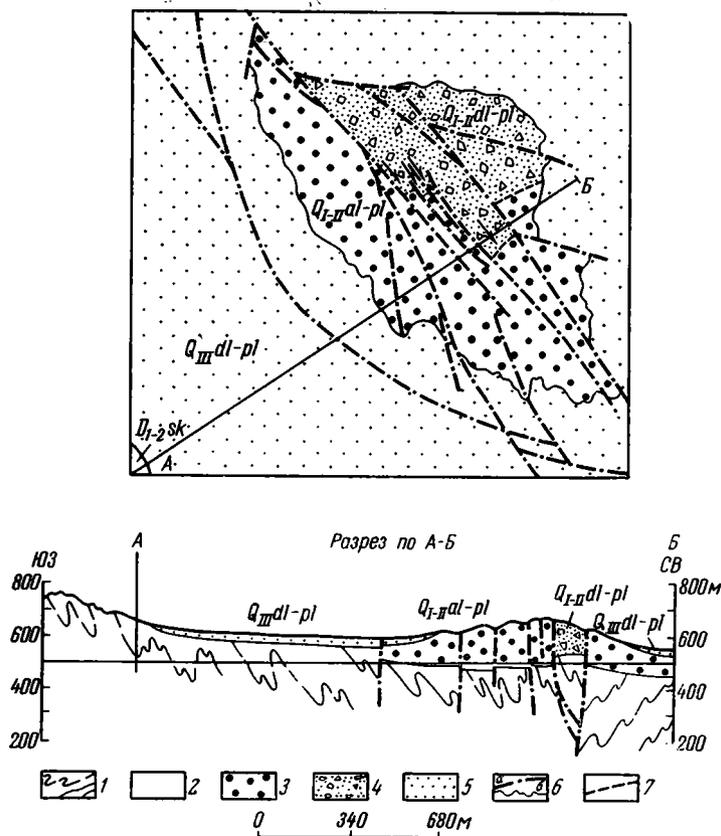
альных отложений, особенно присутствие среди них обломков эффузивов Чулакской мульды, свидетельствует об их накоплении в дельте р. Чиндалы, поскольку геологические и геоморфологические наблюдения в рассматриваемой части Джунгарского Алатау исключают возможность существования в плиоцене какой-либо другой крупной долины, по которой мог бы происходить вынос в пределы изученной возвышенности обломков вулканогенных пород¹. Преобладание в плиоценовых отложениях, окаймляющих смещенный древний конус выноса, обломков монотонных зелено-серых алевролитов девона, которые в коренном залегании наблюдаются в долине р. Чиндалы, позволяет предполагать значительную амплитуду правого сдвига.

Крупный правый сдвиг вдоль Джунгарского разлома сопровождался многочисленными оперяющими и параллельными ему разрывами, по многим из которых полевыми наблюдениями устанавливаются небольшие (от 20—50 до 400 м), также преимущественно правобоковые смещения. Эти разрывные нарушения прослеживаются седловинками в рельефе, уступами и прямолинейными отрезками саев; некоторые из них вскрыты канавами и во всех случаях обладают четко выраженной вертикальной, реже круто (70—80°) падающей плоскостью сместителя, по которой наблюдается резкое тектоническое прислонение фаций плиоцена (фиг. 57). По многим из этих разрывных нарушений произошли также и вертикальные смещения, вследствие чего местами оказались выведенными на поверхность подстилающие плиоцен миоценовые либо палеозойские породы. Тем самым представляется возможность на разных участках наблюдать различные горизонты как делювиально-пролювиальных, так и аллювиально-пролювиальных отложений плиоцена и на основании этого подтвердить вывод о том, что они являются одновозрастными фациями.

В статье, посвященной Джунгарскому разлому, В. А. Буш, В. К. Дмитриева и Н. И. Филатова (1968) высказали мнение, что выделенные фации плиоценовых отложений являются не фациями, а разновозрастными тол-

¹ Плиоценовые аллювиально-пролювиальные отложения существенно отличаются от верхнечетвертичных и нижне-среднечетвертичных отложений конуса выноса р. Чиндалы гораздо худшей окатанностью обломочного материала, меньшими размерами галек и меньшей долей в составе последних обломков эффузивов, что, очевидно, указывает на сравнительно слабо расчлененный горный рельеф в плиоцене. В то время река, в отличие от современной, скорее всего была немногочисленной, возможно даже пересыхающей. Тем не менее плиоценовые аллювиально-пролювиальные отложения выделяются достаточно четко и отличаются от делювиально-пролювиальных осадков не только составом, но и присутствием хорошо окатанной гальки, хотя и в сравнительно небольшом количестве.

шами, не приводя, впрочем, обоснования своих взглядов. В связи с этим еще раз перечислим основные факты, подтверждающие стратиграфическое и фаціальное расчленение кайнозойских отложений. Выделенные фации плиоцена являются именно разновозрастными фациями, поскольку они залегают на одном стратиграфическом уровне: и аллювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиальные осадки с размывом ложатся на миоценовые глины либо на палеозойские породы и с резким несогласием перекрываются ниже-среднечетверчными отложениями; отложения обеих фаций имеют близкую мощность и на участках их соприкосновения располагаются на одном гипсометрическом уровне, переходя друг в друга по простирацию. Отложения обеих фаций плиоцена характеризуются относительно светлой палевой, розовато-серой и зеленовато-серой окраской, преобладанием мелкой гальки и обломков и сильной загипсованностью, чем они резко отличаются от перекрывающих сероцветных грубообломочных ниже-среднечетверчных отложений. Эти различия подтверждаются также детальным исследованием кайнозойских отложений (см. фиг 56), выполненным в лаборатории Геологического института АН СССР Н. В. Ренгартен.



Фиг. 58. Горизонтальные смещения ниже-среднечетверчных отложений в пределах горы Куртобе

1 — палеозойские отложения нерасчлененные (на разрезе); 2 — саркандская свита нижнего девона — эйфеля — алевролиты, сланцы, песчаники; 3, 4 — нижний-средний плейстоцен; 3 — аллювиально-пролювиальные валунно-галечные отложения с разнообразными обломками, 4 — делювиально-пролювиальные щебнисто-глибовые отложения с обломками местных палеозойских пород; 5 — верхний плейстоцен — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 6 — разрывные нарушения (а) и стратиграфические контакты (б); 7 — граница фаций разновозрастных отложений



Фиг. 59. Вид на гору Куртобе с юга

Из приведенной схемы видно, что амплитуда горизонтального смещения плиоценовых отложений значительная и, вероятно, достигает 7—10 км (см. фиг. 25 и рис. 3, Войтович, 1967).

Новейшие сдвиги в пределах горы Куртобе на правом берегу р. Токты устанавливаются по смещению фаций ниже-среднеплейстоценовых отложений (фиг. 58, 59, см. также фиг. 18). Гора Куртобе вытянута вдоль Джунгарского разлома, прослеживающегося близ ее водораздельной линии, возвышается над поверхностью верхнечетвертичного предгорного шлейфа почти на 100 м и в новейшей структуре представляет собой надразломную антиклиналь с очень пологими крыльями. В ее пределах выступают горизонтально либо полого (до 5—6°) залегающие *ниже-среднеплейстоценовые отложения* видимой мощностью не менее 30—50 м, представленные двумя резко отличающимися фациями: делювиально-пролювиальной и аллювиально-пролювиальной.

Делювиально-пролювиальные отложения состоят из угловатых обломков размером от 1—2 до 5—10 см и отдельных глыб до 0,5 м в поперечнике монотонных темно-серых и зеленовато-серых кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, реже полимиктовых песчаников. Характерно отсутствие сортировки обломочного материала и четко выраженной слоистости. Заполнителем служит желто-серая супесь с мелкой щебенкой.

Аллювиально-пролювиальные отложения представлены слоистыми галечниками, в которых преобладает среднеокатанная галька диаметром 4—8 см, несколько реже встречаются валуны размером до 10—20 см в поперечнике. Примерно половину обломков составляют малиново-красные, лиловые, розовые и зелено-бурые кварцевые порфиры, андезитодацитовые порфириты и разнообразные туфы, являющиеся продуктами размыва нижнепермских вулканогенных отложений Чулакской мульды. Кроме них, в гальках встречаются разнообразные осадочные породы: темно-серые и зеленовато-серые кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники и известняки. Заполнителем служит желто-серая супесь и песок. Охарактеризованные отложения, несомненно, являются аллювиально-пролювиальными выносами р. Токты, что подчеркивается и их явным сходством с верхнечетвертичными аллювиально-пролювиальными галечниками, граница которых с одновозрастными делювиально-пролювиальными щебнисто-супесчаными накоплениями проходит вдоль русла Токты, примерно в 4—5 км северо-западнее горы Куртобе (см. фиг. 18).

Соотношения выходов фаций ниже-среднеплейстоценовых отложений с линией Джунгарского разлома свидетельствуют об их смещении правым сдвигом значительной, возможно достигающей нескольких километров амплитуды (см. фиг. 18). Сдвиг по Джунгарскому разлому подтверждается и непосредственно картируемыми в поле горизонтальными смещениями на сотни метров границы фаций нижнего — среднего плей-

стоцена по оперяющим разрывам в пределах Куртобе (см. фиг. 58, а также рис. 4, Войтович, 1964а). Близ некоторых из них наблюдается характерный микрорельеф: чередование увалов и рытвин с относительными превышениями 0,5—3 м, ориентированных под острым углом к линиям разрывных нарушений и образовавшихся вдоль трещин скалывания, оперяющих сдвиги под острыми углами.

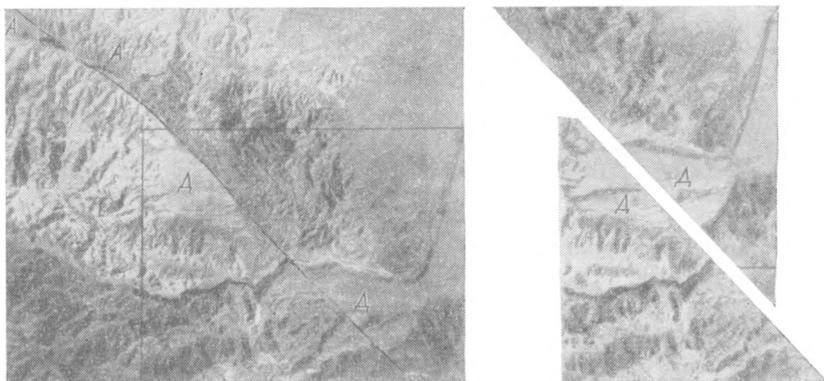
Горизонтальные смещения форм рельефа по Джунгарскому разлому наиболее четко выражены на участках, где он пересекает низкие предгорья. Характер такого рода смещений виден на фиг. 60 и 61.

На одном из участков, где наиболее четко устанавливаются горизонтальные движения, рельеф своеобразен: все — и крупные и мелкие долины — так же как и водораздельные хребтики между ними, прослеживаются только до линии пересекающего их разлома. Их продолжение можно найти и за линией разлома, но несколько в стороне (см. фиг. 60, слева; фиг. 61, внизу).

При внимательном изучении морфологии рельефа видно, что крупные формы рельефа сместились больше, чем мелкие долины и хребтики. Объяснение такому явлению можно найти при рассмотрении истории развития рельефа. Было выяснено, что крупная депрессия Д (см. фиг. 60) образовалась раньше, чем долина А (см. фиг. 60, 61), поэтому она более длительно подвергалась горизонтальным движениям и в результате оказалась смещенной на большее расстояние. В дальнейшем эрозионные процессы несколько изменили ее общую форму, склоны, днище и при искусственном совмещении двух участков одной депрессии отдельные мелкие элементы ее не совпадают (см. фиг. 60, справа). На более молодых формах рельефа (долина А и др.) не успели столь заметно сказаться воздействия эрозионных процессов после горизонтальных смещений. Поэтому их совмещение на снимке (см. фиг. 61, в середине и вверху) выражено более отчетливо.

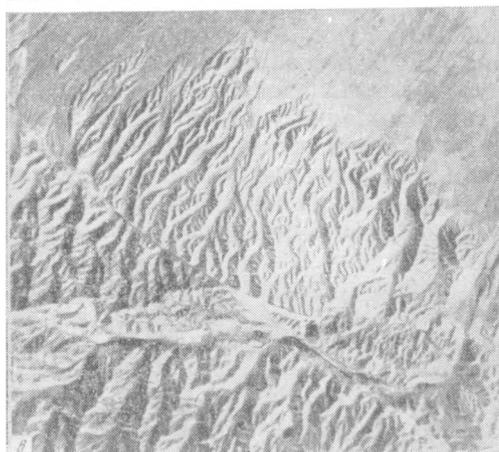
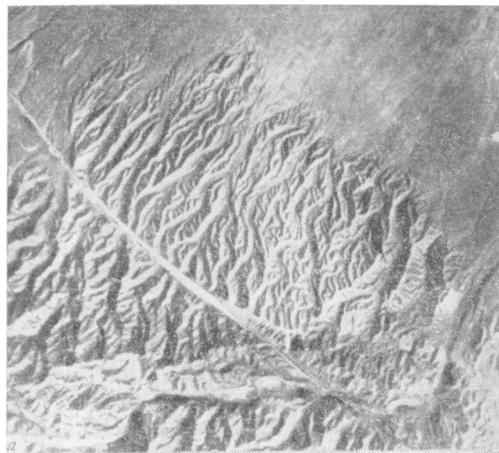
Таким образом, длительные горизонтальные движения привели к тому, что древние крупные формы рельефа, т. е. депрессия Д, оказались перемещены на большее расстояние — до 2 км, а мелкие формы, более молодые, сдвинуты по сравнению с ними незначительно — до 0,5 км.

Детальный морфологический анализ позволил установить, что смещение на 0,5 км произошло не сразу; вначале оно достигло 300 м, а затем блоки свинулись еще на 200 м (см. фиг. 61, в середине и вверху). Следовательно, развитие рельефа происходило на фоне неоднократно возобновлявшихся горизонтальных движений земной поверхности.



Фиг. 60. Горизонтальные смещения форм рельефа

Д — депрессия, часть которой смещена на 2 км; А — долина, смещенная на 0,5 км; справа та же депрессия до сдвига



Фиг. 61. Особенности развития рельефа в условиях горизонтальных движений. Вверху изображен рельеф, существовавший во время формирования крупных долин и водораздельных хребтов. Они были смещены правым сдвигом примерно на 300 м, и в результате продолжавшихся эрозионных процессов сформировались более мелкие долинки и хребтики, показанные в середине. Впоследствии блоки были сдвинуты горизонтальными движениями еще на 200 м, что в современном рельефе (внизу) выразилось в несовпадении крупных и мелких форм рельефа в крыльях разлома

На ряде участков по Джунгарскому разлому наблюдаются правосторонние горизонтальные смещения сухих русел, выработанных на поверхности верхнечетвертичного предгорного шлейфа. Впервые сдвиги русел были установлены К. В. Курдюковым (1963) на правом берегу р. Ргайты, что долгое время служило единственным признаком новейших горизонтальных движений. При этом, однако, смещения русел в зоне Джунгарского разлома являются, пожалуй, наименее четкими доказательствами сдвигов, поскольку, во-первых, они происходили не повсеместно, а только локально и, во-вторых, выражены зачастую не отчетливо. Так, нередко смещенные части русел соединяются ложбинкой по линии разлома, и в этом случае доказать сдвиг затруднительно. Кроме того, непосредственно у шва Джунгарского разлома на ряде участков образовались небольшие приразломные холмики — очень узкие (в единицы, реже десятки метров), клиновидные горсты, охарактеризованные выше. Руслу, подзапруженные такими холмиками, их огибают, что может создать ложное представление о сдвиге. Наконец, местами, где Джунгарский разлом выражен значительным вертикальным уступом на поверхности верхнечетвертичного шлейфа, сухие русла по обе стороны от уступа формировались самостоятельно, и их число и конфигурация в разных блоках не соответствуют друг другу; естественно, что здесь критерии для выявления сдвигов отсутствуют.

Четкие горизонтальные смещения сухих русел по Джунгарскому разлому устанавливаются на правом берегу р. Ргайты, где сдвиги хорошо видны.

Смещенные по разлому отрезки некоторых русел разоб-

щены друг от друга и не соединяются, поскольку местами при горизонтальном смещении северо-восточное крыло было несколько приподнято относительно юго-западного; амплитуда правого сдвига достигает здесь 15—30 м, амплитуда вертикального перемещения — 1—3 м.

Сдвигания русел наблюдаются и на других участках Джунгарского разлома в пределах Джунгарских ворот, однако чаще всего выражены они недостаточно отчетливо.

Своеобразно выражены правые сдвиги сухих русел в 3 км к северо-западу от р. Теректы, где по Джунгарскому разлому прослеживается уступ до 2—6 м высотой к северо-востоку на поверхности верхнечетвертичного предгорного шлейфа. Части трех соседних крупных, глубиной до 2—2,5 м сухих русел сдвинуты здесь на расстояние около 30—35 м, что хорошо видно на местности и аэрофотоснимках, причем у двух из них смещенные отрезки не соединены ложбинкой по разлому. В то же время более мелкие и, вероятно, более молодые промоины глубиной до 0,5—0,7 м, сформировавшиеся большей частью самостоятельно в каждом из блоков, не затронуты горизонтальными смещениями, которые произошли до их возникновения.

Новейшие сдвиги по Джунгарскому разлому в значительной степени обусловили формирование характерных приразломных грабенов (провалов) (фиг. 62, 63), многие из которых невелики, достигая в длину нескольких десятков метров, в ширину 3—10 м; глубина их составляет единицы метров. Однако встречаются также и более крупные формы длиной от нескольких сотен метров до километра, шириной около 100 м и глубиной до 10—20 м. Обычно шов Главного Джунгарского разлома прослеживается по днищу провалов, иногда у последних стенки сходятся на северо-западных окончаниях, а с другой стороны располагаются в виде раструба. Такую форму имеет, например, грабен, изображенный на фиг. 63; ширина его 70 м, длина — около 700—800 м, глубина достигает 20 м. Среди четвертичных отложений предгорного шлейфа здесь выделяются ранневерхнеплейстоценовые и поздневерхнеплейстоценовые — голоценовые, которые в долине сая, выходящего здесь из гор, отделены двухметровым уступом, а на равнине хорошо отличаются по геоморфологическим признакам (см. фиг. 63). При этом среди ранневерхнеплейстоценовых отложений четко выделяются две фации: пролювиальные накопления сая и делювиально-пролювиальные шлейфы. Первые представлены валунно-галечно-щебнистыми отложениями с угловатоокатанными гальками диаметром 5—10 см и валунами размером до 15—30 см в поперечнике, причем в обломках в большом количестве встречаются вишнево-красные и сургучно-красные яшмы, обнажающиеся в долине сая. Вторые состоят из щебнистых обломков (размером от 1 до 5—7 см в поперечнике) монотонных темно-серых кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев. Граница фаций смещена по Джунгарскому разлому на 150—200 м; в связи с этим горизонтальным перемещением крыльев разлома как бы несколько разошлись, что и послужило причиной образования приразломного грабена растяжения (провала). При тщательном наблюдении устанавливается, что северо-восточная стенка последнего не прямолинейна, а состоит местами из нескольких сближенных и как бы продолжающих друг друга кулисообразных уступов, которые наблюдаются также на юго-восточном окончании грабена. Кулисообразные разрывы образуют правую систему, что подтверждает правый сдвиг по разлому.

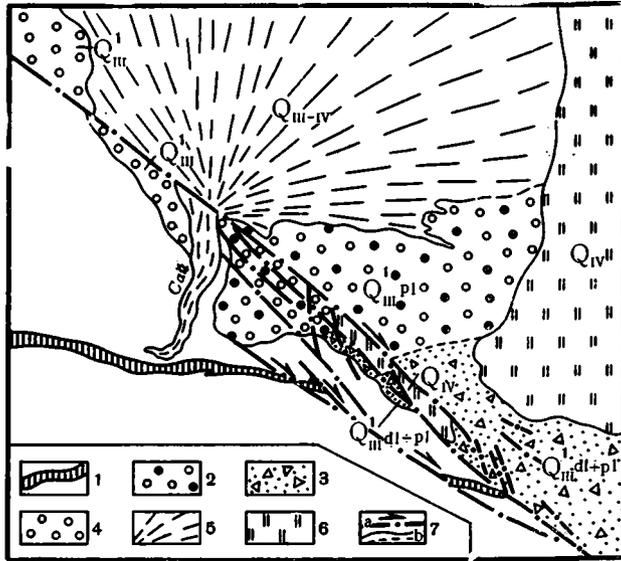
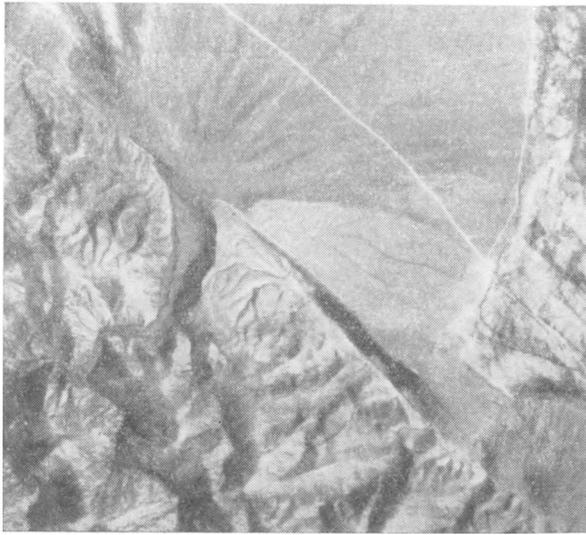
Наряду с горизонтальными вертикальные движения по Джунгарскому разлому также сыграли важную роль при формировании приразломных грабенов, особенно тех из них, у которых поверхность верхнечетвертичного предгорного делювиально-пролювиального шлейфа в крыльях разлома располагается на разной высоте (обычно с разницей в несколь-



Фиг. 62. Приразломные грабены (провалы) вдоль Джунгарского разлома, на нижнем снимке у Карасая, на среднем — на правом берегу р. Чиндалы, на верхнем — односторонний грабен к северо-западу от Карасая

ко метров). Иногда наблюдаются также односторонние грабены — провалы, обусловленные местным приразломным проседанием одного из крыльев Джунгарского разлома. Грабены, с одной стороны, резко ограничены уступом по Джунгарскому разлому, а с другой — их днище постепенно переходит в поверхность предгорного шлейфа. Грабен такой формы находится в 15 км к северо-западу от р. Токты; высота ограничивающего его уступа по Главному Джунгарскому разлому, обращенного к юго-западу, достигает 10—25 м (см. фиг. 62, сверху).

Таким образом, при рассмотрении генезиса и особенностей морфологии приразломных грабенов (провалов) необходимо учитывать как горизонтальные, так и вертикальные смещения. При этом вертикальные



Фиг. 63. Приразломный грабен типа сдвигового рифта

1 — верхняя подсвита тастауской свиты верхнего девона — турне — сланцы и яшмовидные породы, заштрихованной полоской — слой красноцветных яшм, смещенный по сдвигу; 2—4 — нижняя часть верхнего плейстоцена: 2 — пролювиальные глыбово-галечно-щебнистые отложения с гальками красноцветных яшм, образующие конус выноса; 3 — делювиально-пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения с однообразными обломками сероцветных яшмовидных пород; 4 — не разделенная на фашии; 5 — верхний верхнего плейстоцена-голоцен — пролювиальные щебнисто-супесчаные отложения; 6 — голоцен — болотные супесчаные отложения, заполняющие грабен; 7 — а — разрывные нарушения, стрелкой — направление сдвига, б — стратиграфические контакты (сплошной линией) и граница фашии (пунктиром)

смещения имеют шарнирный характер, и уступы по Джунгарскому разлому на поверхности верхнечетвертичного предгорного делювиально-пролювиального шлейфа высотой от нескольких до 10—20 м обращены на одних участках к юго-западу, а на других — к северо-востоку. Рассмотренные приразломные грабены вдоль Джунгарского разлома развиты только в Джунгарских воротах вплоть до р. Ргайты и отсутствуют к северо-западу от последней, где сдвигов верхнеплейстоценовых и голоценовых образований не наблюдается. Тем самым подтверждается связь упомянутых структурных форм с горизонтальными движениями, что позволяет большую их часть относить к категории сдвиговых рифтов, по терминологии американских геологов (Richter, 1958).

Особенности новейших горизонтальных движений хорошо видны в пределах Джунгарских ворот. Здесь горизонтальные движения обоснованы разнообразными и многочисленными фактами. Впрочем, некоторые из них, возможно, и не являются бесспорными доказательствами сдвига и могли бы быть объяснены не только горизонтальными смещениями, а также и другими причинами. Однако если учесть, что все доказательства соответствуют друг другу и свидетельствуют о правосторонних смещениях, и не известно ни одного факта, отрицающего возможность таких смещений, то все это в совокупности заставляет признать существование крупных новейших сдвигов. Если даже предположить, что каждый из приведенных выше фактов, подтверждающих сдвиги по Главному Джунгарскому разлому, может быть объяснен и другими причинами, и указывает на правый сдвиг с вероятностью только в 50%, то в случае одного факта вероятность того, что сдвига не было, тоже равна 50%. Если имеются два независимых друг от друга факта, то вероятность отсутствия сдвигов уменьшается до $0,5 \times 0,5 = 0,25 = 25\%$, в случае трех фактов — до $0,5 \times 0,25 = 0,125 = 12,5\%$, в случае четырех — до 6,25%, пяти — до 3,13%, шести — до 1,6%. Сдвиги по Главному Джунгарскому разлому доказаны следующими многочисленными независимыми друг от друга фактами: 1) смещение частей депрессии у Дурной речки; 2) смещения других форм рельефа в предгорьях; 3) смещения сухих русел; 4) смещения фаций плиоценовых отложений к северу от Дурной речки; 5) смещения фаций плиоценовых отложений к югу от Дурной речки; 6) смещения фаций нижне-среднечетвертичных отложений горы Куртобе. Если даже допустить, что каждый из приведенных фактов с равной вероятностью может быть объяснен как сдвигом, так и другими причинами, то тем не менее, по теории вероятности, сдвиг можно считать доказанным на 98,4%, т. е. бесспорным.

Резкие смещения русел, которые вблизи линии разлома сохраняют свою форму и слабо размыты, свидетельствуют о быстрых горизонтальных перемещениях, возможно даже происходивших в результате землетрясений либо со значительной скоростью (по сдвигу Сан-Андреас скорость современных горизонтальных перемещений, по данным повторных триангуляций, составляет несколько сантиметров в год: Whitten, Claire, 1960). Очевидно, в течение четвертичного периода горизонтальные движения происходили не равномерно, а усиливались в отдельные моменты; в противном случае наблюдать смещенные по разлому и хорошо сохранившиеся элементы древнего рельефа было бы, вероятно, невозможно. Естественно, что относительно древние кайнозойские отложения, а также самые крупные и древние элементы рельефа, смещены на большее расстояние, чем более молодые образования. Судя по смещению форм рельефа, амплитуда новейших сдвигов наверняка превышает 2 км, а по смещению фаций плиоценовых отложений можно предполагать, что за весь четвертичный период она достигла 7—10 км (образования нижнего — среднего плейстоцена смещены, вероятнее всего, на расстояние до 2—5 км, а образования верхнего плейстоцена на 200—500 м).

Сдвиги развивались неравномерно и по простиранию Джунгарского разлома, что хорошо видно по смещению голоценовых сухих русел, достигающего на одних участках 10—30 м, на других — всего 1—5 м, а местами отсутствующего вовсе.

Новейшие горизонтальные движения сыграли важную роль в формировании приразломных грабен — провалов типа сдвиговых рифтов, а возможно, и некоторых других структур. Так, новейшие сдвиги, возможно, происходили при формировании Жамантинского приразломного грабена и обусловили характерную для него клиновидную в плане форму (конфигурация сохранившихся от размыва частей ниже-средне-четвертичного конуса выноса р. Жаманты, расположенного к северо-востоку от Чекаманского разлома, позволяет предполагать, что его вершина смещена правым сдвигом на 400—500 м к юго-востоку от современного русла р. Жаманты; см. фиг. 41).

Кроме того, приразломный горст холма Караултобе (см. фиг. 44) приурочен к ясно выраженному в плане изгибу линии Джунгарского разлома. Не исключено, что его образование было в значительной степени обусловлено правыми сдвигами. Последние на участке резкого изгиба линии разлома и способствовали «задиранию» вверх рассматриваемого горста, отличающегося очень небольшими размерами и близкими к изометричным в плане очертаниями. Интенсивное сжатие или растяжение на участках изгибания линии сдвига установлены, например, при Гоби-Алтайской землетрясения. Они обусловили образование здесь вдоль Долиноозерского сдвига трубообразных провалов на участках растяжения и взбросов, а также выбросов грязевых струй на участках сжатия (Лукиянов, 1966). Незначительные (в несколько метров) горизонтальные смещения наблюдаются также по некоторым сейсмотектоническим разрывам в районе оз. Колясу (см. фиг. 52, врезка). При этом к участкам изгибания линии разрывов приурочены неглубокие (0,5—2 м) провалы, образовавшиеся в соответствии с направлением горизонтальных смещений.

Судя по смещению форм рельефа в районе Дурной речки, горизонтальные движения по Джунгарскому разлому на ряде участков не сопровождались вертикальной составляющей и имели самостоятельный характер.

Горный эрозионный рельеф Джунгарского Алатау развивался в результате глыбово-сводового поднятия хребта, при котором важную роль играли и вертикальные движения по Джунгарскому разлому.

На этот процесс накладывались горизонтальные перемещения вдоль Джунгарского разлома, смещавшие элементы эрозионной сети и обусловившие формирование характерных форм рельефа, а также некоторых приразломных новейших структур.

ЗНАЧЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ

В новейшую эпоху по Джунгарскому разлому происходили вертикальные и горизонтальные движения блоков.

Максимальные амплитуды вертикальных смещений поверхности выравнивания в зоне Джунгарского разлома на ряде участков превышают 2 км, а общий размах вертикальных движений при формировании разделенных им Алакольской впадины и Джунгарского свода близок к 5—6 км, поскольку в наиболее прогнутых участках впадины (в Коктуминском прогибе) палеозойский фундамент опущен ниже — км в абсолютных отметках, а осевая часть Джунгарского свода приподнята выше 4—4,5 км над уровнем моря.

Горизонтальные движения характеризуются не менее крупными амплитудами, которые на юго-западе Джунгарских ворот по смещению форм рельефа наверняка превышают 1—2 км, а судя по положению фаций кайнозойских отложений, близки к 7—10 км.

В связи с этим следует рассмотреть, как взаимосвязаны вертикальные и горизонтальные движения.

Выше уже подчеркивалось, что горизонтальные движения нередко почти не сопровождались вертикальной составляющей и являются самостоятельными, их невозможно объяснить как следствие радиальных смещений. Тектонофизическое моделирование, проведенное Сунь Вэньпэном в 1963 г. под руководством М. В. Гзовского, показало, что даже незначительные, в несколько метров, горизонтальные, а также взбросо-сдвиговые перемещения сухих русел по разлому не могут быть обусловлены вертикальными движениями его крыльев.

В то же время и новейшие вертикальные движения также нельзя считать следствием сдвигов. Правда, известны отдельные факты, позволяющие предполагать трансформацию горизонтальных движений в вертикальные: например, за счет сдвиговых смещений на отдельных участках в Джунгарских воротах образовались приразломные грабены типа сдвиговых рифтов; у бугра Караултобе на участке искривления линии Джунгарского разлома сдвигами было обусловлено задирание вверх небольшого, близкого к изометричному в плане приразломного горста. Однако приведенные примеры являются лишь частностями, объяснить же формирование крупных глыбово-сводовых структур, разделенных Джунгарским разломом, новейшими сдвигами, конечно, невозможно.

Таким образом, и тангенциальные и радиальные движения являются самостоятельными.

В новейшую эпоху на рассматриваемой территории происходили вертикальные движения разных порядков, сложно интерферировавшие друг с другом, что вообще характерно для неотектонических движений (Николаев, 1962).

Среди последних выделяются движения высшего порядка, с которыми связано образование материковой платформы и области горообразования. Они были наиболее глубинными, охватывая всю земную кору и, вероятно, верхнюю часть мантии, поскольку от платформы к области горообразования устанавливается закономерное увеличение мощности земной коры, происходящее в рассматриваемом районе плавно (изолинии глубин поверхности *M* изменяются от 45 км в Прибалхашье до 50—55 км в Джунгарском Алатау; Андреев и др., 1964). Джунгарский разлом, не влияющий на конфигурацию границ платформы и области горообразования и на рельеф поверхности *M*, был в новейшую эпоху внутрикоровым и активно не участвовал в движениях высшего порядка.

На фоне последних происходили движения первого порядка, в результате которых сформировались крупные новейшие структуры, в частности Джунгарский свод и Алакольская впадина, разграниченные Джунгарским разломом. Эти движения имели глыбово-сводовый характер: Джунгарский свод в целом испытывал аркообразное коробление и одновременно воздымался по Джунгарскому разлому относительно прогибавшейся Алакольской впадины. Таким образом, вертикальные движения по Джунгарскому разлому явились важной компонентой в общем размахе глыбово-сводовых движений первого порядка.

На их фоне развивались глыбово-сводовые и глыбовые движения второго порядка, которые в крыльях Джунгарского разлома происходили по разному плану и в пределах Джунгарского свода обусловили формирование осложняющих поднятий и впадин субширотного, а в Алакольской впадине — северо-западного простираний. При образовании некоторых из этих структур, в частности прогибов, вытянутых вдоль

Джунгарского разлома в Алакольской впадине, важную роль сыграли и смещения по собственно разломам Джунгарской системы.

Наконец, местами, в основном вдоль границ крупных структурных элементов, в процессе их развития возникали местные напряжения, обусловившие локально проявлявшиеся движения глыбового характера и формирование небольших приразломных структурных форм третьего порядка, осложняющих зоны сочленения поднятий и впадин.

Следовательно, по Джунгарскому разлому происходили тектонические движения первого порядка, и Джунгарский свод в целом воздымался по нему относительно Алакольской впадины. На участках формирования прилегающих к нему поднятий и впадин локально развивались движения второго порядка; и в собственно зоне разлома проявились движения третьего порядка, обусловившие образование мелких приразломных структур.

Небольшие приразломные дислокации, как например, Актасский горст или Жамантинский грабен, размеры которых в плане составляют немногие километры, конечно, невозможно рассматривать как возникшие в результате глубоко протекающих в недрах тектонических процессов. Напротив, создавшие их вертикальные движения III порядка явились как бы реакцией на напряжения в самых верхних частях земной коры. Тектонические движения I и II порядков также относятся к внутрикоровым, поскольку даже наиболее крупные новейшие структуры — Джунгарский свод и Алакольская впадина, длина и ширина которых измеряется сотнями километров, не отражаются в рельефе поверхности М. Структурные элементы I порядка, вероятно, выражены в залегании кровли базальтового слоя, так как разграничивающий их Джунгарский разлом смещает поверхность Конрада на значительное (до 4—6 км) расстояние, ориентировочно определенное по данным гравиразведки Н. П. Горбуновым в 1960 г.

Таким образом, новейшие вертикальные движения I, II и III порядков являются внутрикоровыми, обусловлены тектоническими напряжениями в земной коре и развиваются как своего рода компенсации этих напряжений. Именно в этой связи заслуживает внимания выделение компенсационных коровых тектонических движений Н. И. Николаевым (1962), который, однако, в своей интересной работе преувеличил, на наш взгляд, роль подкоровых движений. На рассматриваемой территории подкоровыми движениями обусловлено лишь возникновение в ее пределах материковой платформы и области горообразования, переход между которыми постепенен. Все же наблюдающиеся здесь новейшие структуры разных порядков образовались в результате коровых движений, причем их источник — тектонические напряжения, заключенные в самой земной коре. Тем самым, по существу, подтверждается важнейшее положение диалектики, требующее поиска источника движений в самой движущейся материи, поскольку она рассматривает движение как самодвижение, развитие — как саморазвитие.

Ныне еще не ясно, что влияет в большей степени на напряженное состояние в земной коре — внутренние физико-химические процессы в теле Земли либо внешние, космические факторы (силы вращения планеты вокруг оси, взаимодействие с Луной и пр.). Однако именно внутрикоровыми напряжениями непосредственно обусловлены тектонические движения, которые не идут с неведомых глубин. Их источник заключен в самой земной коре.

По всей вероятности, направлением внутрикоровых напряжений определяются основные черты общего плана новейших структур. Так в Джунгарском своде закономерная субширотная ориентировка осложняющих его поднятий и впадин второго порядка объясняется, скорее всего, их формированием в условиях общего субмеридионального сжатия.

Правда, в деталях характер напряжений довольно сложен. По границам поднятий и впадин и в прилегающих частях последних на ряде участков устанавливаются признаки интенсивного горизонтального сжатия, которые, в частности, характерны для Колпаковского взброса, разграничивающего Кунгейский горст и Колпаковскую впадину, а также для Главного Джунгарского разлома и примыкающих к нему частей Алакольской впадины, где развиты характерные мелкие приразломные структуры сжатия (узкие клиновидные блоки с интенсивно дислоцированными кайнозойскими отложениями и надразломные антиклинали). Наоборот, в окраинных частях новейших поднятий местами распространены структуры горизонтального растяжения, например нормальные сбросы по периферии Текелийского горста, грабены растяжения и сейсмотектонические дислокации вдоль северо-восточной окраины Джунгарского свода.

Однако отмеченные закономерности являются лишь осложняющими частностями, а общее субмеридиональное сжатие при формировании Джунгарского свода подтверждается как важнейшими особенностями его геометрии, так и ориентировкой напряжений при землетрясениях, которая для всего Тянь-Шаня, по данным Е. И. Широковой (1964), характеризуется близким к горизонтальному положением оси наибольших сжимающих напряжений, перпендикулярной к линиям горных хребтов. При этом правостороннее направление новейших горизонтальных движений по Джунгарскому разлому соответствует субмеридиональной ориентировке максимального сжатия.

Таким образом, вертикальные и горизонтальные движения, хотя и проявляются на поверхности независимо друг от друга, вероятнее всего, происходили на рассматриваемой территории в условиях определенного общего для них напряженного состояния в земной коре.

Среди вертикальных коровых движений в области горообразования выделяются три их порядка:

1) движения первого порядка — глыбово-сводового характера, распространяющиеся ниже поверхности Конрада и обусловившие формирование наиболее крупных структурных элементов: Джунгарского свода и Алакольской впадины; общий их размах близок к 5—6 км, из которого значительная доля (до 1—2 км и более на отдельных участках), приходится на вертикальные смещения по Джунгарскому разлому;

2) движения второго порядка, создавшие структурные элементы второго порядка, в частности горст-антиклинальные и горстовые поднятия и прогибы типа грабен-синклиналей и грабенов, осложняющие Джунгарский свод и Алакольскую впадину. Эти движения глыбово-сводовые (там, где образовались структуры типа горст-антиклиналей и грабен-синклиналей) либо глыбовые (на участках формирования горстов и грабенов). Их размах, судя по положению смежных поднятий и прогибов, местами превышает 1—2 км;

3) движения третьего порядка — преимущественно глыбовые, проявившиеся локально, охватывавшие лишь верхнюю часть коры и выразившиеся в образовании небольших приразломных дислокаций, главным образом типа грабенов и горстов; размах их в зоне Джунгарского разлома обычно составляет сотни метров.

Горизонтальные движения по Джунгарскому разлому характеризовались правосторонним направлением, соответствующим обстановке субмеридионального сжатия при формировании Джунгарского свода. При этом и тангенциальные и радиальные движения разных порядков на поверхности проявлялись самостоятельно, независимо друг от друга, интерферируя.

**ОСОБЕННОСТИ ДЖУНГАРСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА
И ВЗАИМОСВЯЗИ РАДИАЛЬНЫХ
И ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

Джунгарский разлом характеризуется длительной историей развития и глубоким заложением, являясь типичным глубинным разломом.

История его развития в геосинклинальный этап во многом не ясна. Даже если он и существовал начиная с конца силура (что можно предполагать вследствие приуроченности к оперяющему его Тюлькуламскому разлому предверхнелудловских ультрабазитов), его значение в развитии прилежащей части геосинклинальной области было скорее всего второстепенным. Нижне- и среднепалеозойские отложения по обе стороны от Джунгарского разлома в значительной своей части не обнаруживают заметных различий по составу. Впрочем, не исключено, что в отдельные промежутки времени, в частности в нижнем — среднем девоне, Джунгарский разлом был выражен в рельефе дна морских бассейнов и разграничивал участки накопления разных фаций среднепалеозойских отложений, а местами вдоль него по ослабленным зонам развивались процессы подводного вулканизма и возникали острова.

В орогенный этап, охватывающий верхний палеозой, Джунгарский разлом играл важную роль в истории развития прилегающей к нему варисской складчатой области: вдоль него внедрились ультрабазиты, а затем дайки кислого, среднего и основного состава; на ряде участков в нижней перми образовались приразломные грабены, в которых накопились грубообломочные континентальные отложения моласс.

В постгеосинклинальный этап развития варисцид Джунгарский разлом ограничивал Джунгарскую впадину — область накопления мощных мезозойских и кайнозойских отложений и был, вероятнее всего, выражен здесь уступом в рельефе в течение большей части мезозоя и кайнозоя. В эпоху новейшего горообразования он разделял горные поднятия и межгорные впадины Восточного Прибалхашья.

Возможно, что еще при внедрении предверхнелудловских ультрабазитов Чулькызыл-Тюлькуламского пояса и наверняка в начале верхнего палеозоя Джунгарский разлом проник сквозь всю толщу земной коры до перидотитовой мантии. Затем в течение большей части верхнего палеозоя разлом, по-видимому, был внутрикоровым, и на отдельных участках вдоль него происходило внедрение малых интрузий среднего, кислого и основного состава. В альпийскую эпоху магматические проявления вдоль Джунгарского разлома не наблюдаются, однако о его глубоком проникновении в земную кору свидетельствует разграничение по линии разлома крупных глыбово-сводовых структур первого порядка, а также резкий торцовый стык по нему новейших структур второго порядка — горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов, осложняющих Джунгарский свод и Алакольскую впадину и простирающихся в юго-западном блоке в субширотном, а в северо-восточном блоке в северо-западном направлениях.

Джунгарский глубинный разлом по положению в варисской структуре относится к разряду секущих, значительная роль которых в строении складчатых зон была, в частности, выявлена при составлении тектонической карты Евразии (Яншин, 1964). В этом отношении он сходен с Таласо-Ферганским разломом и, судя по описаниям Г. Р. фон Гартнера (Gaertner, 1960), с Эльбским, Средиземноморско-Мьезенским и другими линейными элементами, пересекающими основные варисские зоны Среднеевропейской области. При этом части варисской геосинклинали в разных крыльях линейментов только в отдельные промежутки времени различались режимом развития, в общем их роль была сравнительно небольшой в геосинклинальную стадию и гораздо более важной в последующий этап консолидации.

По мнению А. И. Суворова (1968), крупные разломы северо-западного направления Казахстана и Средней Азии являются преимущественно сдвигами трех типов: а) глубинных; б) средних глубин; в) зон сдвиговых напряжений, не сопровождающихся заметными смещениями. К глубинным сдвигам отнесены наиболее крупные разломы: Джалаир-Найманский, Чингизский, Таласо-Ферганский и другие, для которых характерны значительная протяженность, нередко приразломный интрузивный и эффузивный магматизм, прямолинейный шовный характер сместителя, большая (во много десятков километров) амплитуда сдвига. К этой же категории, по его классификации, следовало бы отнести и Джунгарский разлом.

Однако наряду со сдвигами по Джунгарскому разлому происходили крупные вертикальные движения блоков, и вследствие этого он одновременно является и глубинным сдвигом и глубинным сбросом, по классификации А. И. Суворова (1963, 1968). Такого же рода движения происходили по многим другим крупным линейментам. В частности, Главный Копетдагский разлом, ограничивающий с северо-востока хр. Копетдаг, отделяя его от равнинной поверхности пустыни Каракум, в новейшей структуре является крупным взбросом, в то время как альпийские линейноскладчатые структуры смещены в зоне разлома правыми сдвигами с образованием диагонально-сдвиговой ассоциации структур (Копп, Расцветаев и др., 1964). Характер структуры варисского основания Рейнского грабена указывает на существование здесь варисской региональной сдвиговой зоны (Рейнского линеймента), причем в кайнозое в процессе формирования грабена варисские сдвиги развивались как сбросы (Henning, 1962).

Джунгарский разлом обнаруживает особенно заметное сходство с Таласо-Ферганским разломом, который прослеживается в северо-западном направлении более чем на 400 км, характеризуется близким к вертикальному залеганием плоскости сместителя, диагонально пересекает субширотные варисские складчатые структуры Тянь-Шаня и, по мнению В. С. Буртмана (1964), образовался после их формирования, в пермтриасе, когда по нему произошел крупный (порядка 200 км) правый сдвиг. Вследствие сдвига в зоне разлома шириной до 10—15 км наблюдается приразломное изгибание осей складок, а также параллельно им стратиграфических границ и разрывных нарушений, что свидетельствует об эпигенетическом происхождении изгиба. Джунгарский разлом в отличие от Таласо-Ферганского глубинного шва имеет древнее, по крайней мере с начала верхнего палеозоя, заложение: в верхнем палеозое вдоль него внедрили ультрабазиты и разнообразные по составу малые интрузии, не характерные для Таласо-Ферганского разлома. По-видимому, глубина заложения Джунгарского разлома большая, чем Таласо-Ферганского, амплитуда же горизонтальных смещений по первому из них относительно невелика; этим, вероятно, объясняется незначительная (до 3—5 км) ширина приразломной зоны пластического изгибания осей скла-

док. В альпийскую эпоху по Таласо-Ферганскому разлому на ряде участков проходила граница поднятий и впадин, однако в общем его роль в плане новейшей тектоники сравнительно с Джунгарским разломом невелика, поскольку на значительном протяжении он пересекает горные поднятия. Не исключено, что это различие обусловлено меньшей глубиной заложения первого из перечисленных разломов по сравнению со вторым. В новейшую эпоху по Таласо-Ферганскому разлому происходили крупные правые сдвиги, амплитуда которых, по данным Е. Я. Ранцман и Г. И. Пшенина (1963), в зоне разлома близка к 10 км, при наибольшем смещении по отдельным разрывным нарушениям до 2 км.

Таким образом, при ряде существенных различий Джунгарский и Таласо-Ферганский разломы обладают важными сходными чертами: секущим положением по отношению к варисским складчатым структурам, незначительной ролью в собственно геосинклинальный этап развития и более важной — в последующий орогенный и особенно постгеосинклинальный этапы. По обоим этим крупным швам происходили наряду с вертикальными значительные по амплитуде горизонтальные правосторонние движения блоков.

В. С. Буртман (1963) при сравнении Таласо-Ферганского разлома со сдвигом Сан-Андреас Калифорнии отметил характерные общие для этих крупных швов секущего типа черты, многие из которых присущи также Джунгарскому разлому, в частности (с некоторыми нашими изменениями):

- 1) линия разлома прямолинейна на участках значительной протяженности, а ее изгибы плавные;
- 2) плоскость сместителя вертикальна или близка к вертикальной;
- 3) приразломная полоса характеризуется развитием вдоль сдвигов узких тектонических блоков;
- 4) структуры, рассеченные диагональным сдвигом, изгибаются.

Сходство Джунгарского и Таласо-Ферганского разломов выступает особенно отчетливо, если рассматривать их совместно с Барлык-Алакольским разломом Прибалхашья и Главной структурной линией Тянь-Шаня, которые также обладают общими чертами, заключающимися в продольном по отношению к палеозойским складчатым структурам простирании и их важной структурной роли как разграничивающих структурно-формационные зоны.

Главная структурная линия Тянь-Шаня (линия В. А. Николаева) разделяет зону северного Тянь-Шаня и срединную зону Тянь-Шаня (Вонгаз, 1958) и развивалась длительно в течение всего палеозоя. А. В. Пейве (1945) подчеркнул приуроченность к зоне разлома разнообразных магматических пород — кислых интрузий и эффузивов. На ряде участков вдоль Главной структурной линии наблюдается надвигание южных блоков на северные с шириной перекрытия до 10—15 км (Суворов, 1963, 1968).

Барлык-Алакольский разлом также прослеживается в субширотном направлении и разграничивает резко различающиеся структурно-формационные зоны: Илийско-Балхашский вулканический пояс и Джунгарскую миогеосинклиналь. Вдоль разлома наблюдаются приразломные дайковые поля и малые интрузии. На ряде участков к нему приурочены зоны смятия шириной в несколько километров, а судя по данным исследований В. Ф. Беспалова, проведенных к северу от оз. Балхаш в 1960 г., местами развиты зоны сближенных надвигов с надвиганием южных блоков на северные. В этой связи заслуживает внимания предположение В. Г. Третьякова (1960) о надвиговом характере Барлык-Алакольского разлома на западе Алакольской котловины. От Джунгарского разлома Барлык-Алакольский разлом резко отличается, помимо структурного положения, и морфологически, прослеживаясь более или

менее широкими зонами смятия и дробления. Ультрабазитов вдоль Барлык-Алакольского разлома не наблюдается, и глубина его заложения, вероятно, меньшая, чем Джунгарского. С приразломными интрузиями в зоне Барлык-Алакольского разлома и сопровождающими их гидротермальными жилами в горах Арасантау связаны мелкие проявления полиметаллов, в то же время для нее не характерна минерализация золота, обнаруженная на ряде участков вдоль Джунгарского разлома. В альпийский постгеосинклинальный этап Барлык-Алакольский разлом не играл существенной роли в развитии прилежащей к нему территории и на значительном протяжении не был даже обновлен в новейшую эпоху, лишь локально по нему образовались невысокие (100—200 м) уступы в рельефе.

В общем продольные по отношению к варисским складчатым структурам главная структурная линия Тянь-Шаня и Барлык-Алакольский разлом, в отличие от секущих Таласо-Ферганского и Джунгарского линейментов, играли важную роль в варисский геосинклинальный этап, а в последующем, в новейшую эпоху, их значение было несравненно меньшим.

Охарактеризованные особенности Джунгарского глубинного разлома заставляют с большой осторожностью отнестись к представлениям отдельных геологов о его продолжении вдоль южного ограничения Джунгарской впадины, что частично нашло отражение и на тектонической карте Евразии (Тектоническая карта Евразии, 1966). Разлом, проходящий по южному ограничению названной впадины, является продольным по отношению к варисским складчатым структурам, существенно отличается по своей природе от Главного Джунгарского, даже по субширотному направлению не являясь его продолжением.

Таким образом, Джунгарский глубинный разлом относится к разряду секущих и по характеру движений блоков одновременно является и глубинным сдвигом и глубинным сбросом. Он характеризуется глубоким заложением и развитием приразломных малых интрузий ультрабазитов, а также и даек основного, среднего и кислого состава верхнепалеозойского возраста. Разлом играл важную роль в верхнепалеозойский орогенный этап развития варисской геосинклинальной области и в последующий постгеосинклинальный этап, особенно в новейшую эпоху, когда он разграничивал крупные поднятия и впадины.

* * *

По Джунгарскому разлому неоднократно возобновлялись горизонтальные и вертикальные движения значительной амплитуды.

В изученном районе в общем подтверждаются установленные моделированием (Riedel, 1929; Cloos, 1930; Гзовский, 1959) закономерности ориентировки оперяющих разрывов и трещин при сдвиге, сопровождаемом двумя сопряженными системами трещин скалывания и трещинами отрыва, ориентированными под углом около 45° к плоскости сместителя. Среди трещин скалывания преобладают оперяющие разлом под небольшим к нему углом, причем у правого сдвига трещины образуют правую, а у левого — левую систему. Несколько реже распространены сопряженные с ними трещины, располагающиеся под значительным углом к плоскости сместителя и в случае правого сдвига образующие левый ряд и наоборот.

В литературе встречаются ошибочные взгляды на то, что вторые трещины скалывания преобладают (Структуры рудных полей и месторождений, 1960). На примере изученного района подтверждается вывод экспериментальной тектоники: преобладают трещины скалывания, оперяющие сдвиг под небольшим углом. При этом на отдельных участках

такие трещины перисто отходят от линии разлома в обе стороны, и, следовательно, определить по ним направление сдвига невозможно. Чем обусловлена такая ориентировка, не совсем ясно. Возможно, этому способствует длительное и варьирующее во времени сдвигание. В связи с этим в зонах изученных взбросо-сдвигов нередко диаграммы трещиноватости, а также тектонитов характеризуются близким к поясному характером. Ось В располагается в плоскости сместителя в вертикальном направлении. На фоне пояса выделяются максимумы, соответствующие сопряженным системам трещин скалывания при сдвиге. Такой характер ориентировки устанавливается на диаграммах двойниковых швов кальцита в зоне Джунгарского разлома (см. фиг. 32), на диаграмме трещин скалывания в зоне Кши-Алакольского разлома (см. фиг. 36) и на ряде других участков (Иванов, Войтович, 1964).

По Дж. Д. Муди и М. Д. Хиллу (1960), геометрия сдвигор определяется тремя параметрами: азимутом первоначального основного напряжения α , углом скалывания β и углом γ между осями складок волочения и направлением основной зоны скалывания. Эти величины при теоретических построениях приняты равными соответственно 0, 30 и 15°. Главные зоны скалывания сопровождаются дополнительными, и в совокупности возникают восемь главных сдвиговых направлений и четыре главных направления складок волочения. Однако в изученном районе опережающие трещины и присдвиговые складки волочения располагаются в соответствии с общеизвестной ориентировкой эллипсоида напряжений при сдвиге, подтвержденной экспериментальной тектоникой; восьми направлений скалывания не отмечается.

Соотношения между вертикальными и горизонтальными тектоническими движениями наиболее четко выражены для новейшего этапа. Вертикальные движения разного порядка обусловили образование новейших глыбово-сводовых структур. При этом амплитуды вертикальных смещений по разрывным нарушениям, как правило, варьируют по их простиранию; например, по Чекаманскому разлому в районе р. Жаманты наблюдается уступ в рельефе к юго-западу, который в 10 км к юго-востоку отсюда переходит в уступ в противоположную сторону — к северо-востоку (см. фиг. 41). В ряде случаев устанавливается инверсионная перемена знака движений: тот же Чекаманский разлом в районе р. Жаманты в нижнем — среднем плейстоцене был выражен уступом в рельефе к северо-востоку, затем в конце среднего плейстоцена при формировании Жамантинского приразломного грабена, ранее опущенный северо-восточный блок испытал воздымание, а приподнятый юго-западный блок, наоборот, был опущен.

В общем вертикальные движения по разрывным нарушениям часто характеризуются шарнирным характером смещений, а иногда инверсионной сменой их направления во времени.

Вертикальные смещения по разломам зачастую невозможно рассматривать в отрыве от движений на прилежащих участках. Так, например, при формировании крупных новейших структур оба крыла Джунгарского разлома были активны: северо-восточное испытывало прогибание, а юго-западное — воздымалось¹, т. е. движения по собственно разлому органически связаны с вертикальными движениями на прилежащей территории, в целом имевшими глыбово-сводовый характер. При этом новейшие вертикальные движения развивались неравномерно во времени,

¹ В отличие от новейшего этапа в варисскую эпоху по Джунгарскому разлому, по-видимому, наоборот, северо-восточный блок испытал воздымание относительно юго-западного. Об этом свидетельствуют выступы на поверхность в северо-восточном блоке рифейско-нижнепалеозойских образований (см. фиг. 3), а также более высокое положение здесь кровли базальтового слоя, которая приподнята на 4—6 км по сравнению с противоположным блоком.

резко усиливаясь в течение отдельных тектонических фаз, что уже упоминалось выше.

В отличие от радиальных, новейшие тангенциальные движения происходили только по разрывным нарушениям, в основном по Джунгарскому разлому, и при этом все время в одном и том же правостороннем направлении. Они развивались неравномерно, усиливаясь в отдельные промежутки времени, скорее всего вслед за импульсами усиления вертикальных движений, как бы слегка запаздывая. Так, смещенные сдвигом элементы рельефа располагаются практически на одном гипсометрическом уровне в крыльях Джунгарского разлома, что свидетельствует о горизонтальных смещениях, происходивших после вертикальных движений на этих участках. При этом правостороннее направление сдвигов соответствовало субмеридиональной ориентировке коровых напряжений горизонтального сжатия, в условиях которой формировались новейшие прогибы и поднятия Джунгарского свода субширотных простираний.

Горизонтальные движения в варисскую эпоху в основном оказывались приуроченными к главной фазе складчатости.

Варисские антиклинории и синклинории, а также крупные складчатые структуры, в том числе мегантиклинали и мегасинклинали, судя по наклону зеркала складчатости, являются в общем пологими прогибами и поднятиями и относятся к разряду складок основания. Их формирование происходило длительно в результате радиальных движений, большей частью конседиментационных, протекавших в процессе геосинклинального развития. Эти структурные формы по размерам обнаруживают известное сходство с новейшими прогибами и поднятиями: например, Джунгарский свод в целом близок к Центрально-Джунгарскому антиклинорию или к Северо-Джунгарскому синклинорию, а осложняющие его прогибы и поднятия (Кунгейское, Буланбайское и др.) близки к варисским крупным складкам типа мегантиклиналей и мегасинклиналей (Кунгейской, Колпаковской и др.), что хорошо видно и на геологических разрезах (см. фиг. 3, 39, разрезы).

В то же время интенсивная осложняющая складчатость разных порядков формировалась в основном в результате складкообразовательных процессов отдельных фаз складчатости, самая мощная из которых проявилась в начале верхнего палеозоя, когда накопившиеся к этому времени в геосинклинали осадочные и туфогенно-осадочные отложения были повсеместно дислоцированы и смяты в преимущественно линейные складки субширотных направлений. Хотя главная фаза складчатости по сравнению с предшествующим этапом развития геосинклинали была, безусловно, кратковременной, она, конечно, не проявилась мгновенно и, возможно, по своей продолжительности соизмерима с эпохой новейшего горообразования. По крайней мере анализ складчатой структуры свидетельствует о достаточно длительном формировании пликативных и дизъюнктивных деформаций.

Так, на ряде изученных участков в зоне Джунгарского разлома раньше всего сформировались наиболее крупные складчатые структуры, например Сарыбукторская мегантиклиналь (см. фиг. 17, 18), которые затем испытывали смещение по крупным взбросо-сдвигам и в их крыльях осложнялись второстепенными складчатыми нарушениями, развивавшимися только в отдельных блоках (например, Бельгаинской синклиналью, см. фиг. 17, 18).

Вслед за тем происходили горизонтальные смещения не только по крупным, но и многочисленным другим сдвигам и взбросо-сдвигам и сопряженным с ними надвигам. Это привело к дальнейшему, весьма неравномерно выраженному осложнению варисской структуры за счет развития мелких складок, складчато-блоковых и блоковых дислокаций диагонально-сдвиговой ассоциации и местами небольших зон смятия,

особенно четко выраженных на северо-западном окончании Джунгарского разлома (см. фиг. 23).

Таким образом, варисские горизонтальные движения по сдвигам и взбросо-сдвигам оказывались в основном приуроченными к завершающим стадиям складкообразовательных процессов главной фазы складчатости.

Однако по крупным разломам, в частности Сандыктас-Чулакскому и Джунгарскому, движения происходили более длительно, и в отдельные промежутки времени формирование варисской структуры происходило, по-видимому, на фоне горизонтальных смещений крупных блоков. Эти смещения, возможно, в какой-то степени способствовали возникновению благоприятной для вулканизма обстановки растяжения при формировании верхнепалеозойской Чулакской мульды у Сандыктас-Чулакского разлома (см. фиг. 3). Позднее, в конце палеозоя, вдоль этих же крупных разломов происходили сдвиги на участках развития грабен-синклиналей в нижнепермских отложениях. Таким образом, важную роль горизонтальных движений следует учитывать при анализе весьма различных особенностей структуры складчатых зон.

В то же время объяснять ими все главные черты строения и формирования варисской складчатой структуры трудно. Детальные исследования отдельных участков Джунгарского Алатау свидетельствуют о сложном и дискретном строении варисских складчатых структур (Войтович, 1966), обусловленном рядом факторов, среди которых важное значение имеют глубина залегания жесткого основания и неравномерное проявление горизонтальных движений и тектонических напряжений.

Преобладающее субширотное простираие осей варисских складок указывает на их формирование в условиях субмеридионального сжатия, которому соответствует преимущественно правостороннее направление смещений по секущим их сдвигам и взбросо-сдвигам.

Таким образом, в рассматриваемом районе устанавливается следующая закономерность: варисские линейные складчатые структуры характеризуются субширотными простираениями осей, формировались в условиях субмеридионального сжатия и смещены преимущественно правыми сдвигами по разломам Джунгарской системы; верхнепалеозойские грабен-синклинали были дислоцированы в условиях левых сдвигов и субширотного сжатия, новейшие прогибы и поднятия, осложняющие Джунгарский свод, ориентированы в субширотном направлении, развивались при субмеридиональной ориентировке напряжений горизонтального сжатия, чему соответствуют новейшие правые сдвиги.

Следует оговориться, что наблюдаются и отклонения от указанной закономерности. Например, наряду с преобладающими варисскими правыми сдвигами по разломам Джунгарской системы изредка наблюдаются и левые смещения, особенно в районах к северу от оз. Балхаш. На отдельных участках узкие тектонические блоки, располагающиеся к северо-востоку от Главного Джунгарского разлома, были вдоль него затащены сдвигом несколько дальше, чем прилежащая часть этого же блока, отделяясь от нее как бы ложным левым смещением (см. фиг. 9, 55).

Кроме того, детальное изучение рудных полей на рассматриваемой, а также на смежных территориях Казахстана свидетельствует о многократной смене ориентировки напряжений в процессе их развития и внедрения гидротермальных жил разной генерации (Паталаха, 1963, и др.). На изученных участках такая смена ориентировки напряжений устанавливается, например, вдоль Барлык-Алакольского разлома, где формирование зон смятия происходило в обстановке субмеридионального сжатия, сменившегося затем, при внедрении приразломных интрузий, растяжением.

Тем не менее преобладающая субмеридиональная ориентировка коровых напряжений горизонтального сжатия при формировании варисских линейных складчатых структур и соответствующее этому преимущественно правостороннее направление сдвигов по разломам Джунгарской системы очень отчетливо выражены. Иначе говоря, направление горизонтальных движений по разломам взаимосвязано с ориентировкой коровых тектонических напряжений, которые определяют и простираются складчатых структур.

Представления о важной роли ориентировки коровых тектонических напряжений как определяющей простирающиеся складчатых структур и направление сдвигов по разломам разрабатывались рядом исследователей, в том числе Дж. Д. Муди и М. Дж. Хиллом (1960). Применительно к районам Казахстана они были развиты В. Я. Кошкиным (1965), А. И. Суворовым (1968) и др.

Выявленная закономерность, конечно, далеко не исчерпывает чрезвычайно сложную проблему взаимосвязи радиальных и тангенциальных движений и является лишь одной из форм такой взаимосвязи, которая характерна для изученного района. Она, по-видимому, особенно интересна для изучения горизонтальных смещений, развивающихся во время фаз складчатости и непосредственно вслед за ними.

Таким образом, на рассматриваемой территории в варисскую эпоху длительно формировались антиклинории и синклинории, относящиеся к разряду крупных складок основания и сильно осложненные интенсивной линейной складчатостью разных порядков, образование которой было в основном приурочено к отдельным тектоническим фазам.

В новейшую эпоху в области горообразования в результате вертикальных движений разных порядков сформировались глыбово-сводовые структуры, в частности Джунгарский свод и Алакольская впадина, осложненные поднятиями и прогибами.

При этом развитие варисских и новейших структур, по крайней мере в отдельные промежутки времени, возможно, происходило на фоне горизонтальных движений крупных блоков по Джунгарскому и Сандыктас-Чулакскому разломам. Однако наиболее значительные по амплитуде и масштабам своего проявления горизонтальные смещения оказывались связанными с временем активизации тектонических процессов, в частности с главной варисской фазой складчатости и эпохой новейшего горообразования. Их направление соответствовало ориентировке коровых тектонических напряжений и обусловленному этими напряжениями преобладающему простирающему складчатых структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определяя важные черты строения и истории формирования структуры прилегающей территории, Джунгарский разлом интересен также как геохимическая линия, к которой приурочены ультрабазиты, дайки и малые интрузии кислого, среднего и основного состава, гидротермальные проявления и ряд полезных ископаемых. В приразломных интрузиях и гидротермальных жилах на ряде участков установлены повышенные концентрации никеля, кобальта, меди, цинка, а также золота. К настоящему времени обнаружены только убогие рудопоявления перечисленных элементов, не представляющие практического интереса. Кроме коренных золоторудных проявлений, в междуречье Ргайты — Тентек в зоне Джунгарского разлома издавна известны золотоносные россыпи, в прошлом служившие объектом старательской добычи. Таким образом, разлом на отдельных отрезках является как бы «золотоносной» линией Восточного Прибалхашья, что следует иметь в виду при дальнейшем исследовании приразломных интрузий, которые по всей длине разлома еще не изучались. Приуроченные к отдельным участкам зоны разлома красноцветные яшмы в девонских отложениях могут представить интерес как поделочный и декоративный камень, а серпентиниты Джунгарского пояса ультрабазитов рационально обследовать с точки зрения использования их для местных нужд в качестве удобрений под сахарную свеклу.

Важное значение для поисков полезных ископаемых представляют выявленные горизонтальные смещения по разломам Джунгарской системы, в частности в пределах Алакольского месторождения угля. Соотношения структур грабен-синклинального характера в рэт-лейасовых угленосных отложениях с Қши-Алакольским разломом позволяют предполагать их смещение значительным, порядка 10 км, правым сдвигом и тем самым наметить новый перспективный участок для поисков. Это предположение приобретает особый интерес в свете установленных разведочными и эксплуатационными работами горизонтальных смещений до 10—15 км частей юрских угольных месторождений Урала, в общем сходных по строению с Алакольским месторождением.

Новейшие сдвиги по Джунгарскому разлому необходимо учитывать при поисках золотоносных россыпей. Так, непосредственно к юго-западу от разлома на правобережье р. Ргайты сохранилась часть древней, вероятно, нижнечетвертичной россыпи, где до сего времени видны следы старательских разработок, возможно пройденных еще в VII—IX вв.; продолжение этой россыпи следует искать не в близлежащей части северо-восточного крыла разлома, где наблюдается более молодой конус выноса, а с учетом новейших сдвигов — в нескольких километрах к юго-востоку.

Сдвиговый характер смещений по разломам северо-западного направления следует иметь в виду и при исследованиях смежных районов, в частности при поисках в юго-западном крыле Солдатсайского разло-

ма возможного продолжения Текелийского полиметаллического месторождения, приуроченного к северо-восточному блоку. Не исключено, что и важные особенности рудного поля Архарлинского месторождения золота в юго-западной части Джунгарского Алатау также обусловлены положением его в зоне взбросо-сдвигов.

В пределах КНР Джунгарский разлом ограничивает с запада Джунгарскую впадину, в которой развиты угленосные и нефтеносные мезозойские и кайнозойские отложения. Последние, возможно, залегают и в наиболее прогнутых частях Алакольской впадины и грабена Джунгарских ворот, тем более, что исследованиями последних лет рэт-среднеюрские угленосные отложения обнаружены близ окраины Алакольской впадины в районе г. Аягуз. Особенно интересен в этом отношении Джаланашский прогиб, располагающийся поблизости от Джунгарской впадины и доказанный геофизическими исследованиями. К нему приурочено оз. Жаланашколь, отличающееся необычным солевым составом.

Вопреки широко распространенному мнению о Джунгарском разломе как разграничивающем крупные варисские тектонические зоны, исследования позволили прийти к выводу, что он прослеживается внутри единой зоны, пересекая складчатые структуры. Установленная роль Джунгарского разлома в общем структурном плане представляет значительный интерес для понимания тектоники Восточного Прибалхашья. Все же следует отметить, что пока остается во многом неясным его значение в собственно геосинклинальный этап развития — в нижнем и среднем палеозое, поскольку в северо-восточном крыле варисские структуры в основном погребены. Выяснение этого очень важного вопроса требует дальнейших исследований; с этой точки зрения особый интерес представляет весьма сходный с Джунгарским и еще слабо изученный Сандыктас-Чулакский разлом, оба крыла которого обнажены.

Горизонтальные движения блоков в зоне Джунгарского разлома происходили в варисскую и в новейшую эпохи, причем преимущественно в одном и том же правостороннем направлении. Ими в значительной мере обусловлены: ориентировка оперяющих разрывов и трещин, а также тектонитов; характерные черты морфологии приразломных дайковых полей; формирование весьма разнообразных приразломных дислокаций варисской диагонально-сдвиговой ассоциации структур и новейших грабенов типа сдвиговых рифтов.

Не исключено, что выявление сдвигов и взбросо-сдвигов явилось первым этапом в изучении горизонтальных движений, которое в последующем должно привести к открытию покровов и покровно-сдвиговых структур, небольшое число которых пока известно в основном на северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье.

Для изучения современных тектонических движений целесообразно проводить повторные геодезические измерения и заложить реперы по профилям поперек Джунгарского разлома и грабена Джунгарских ворот (к этому выводу, по докладу автора, пришли участники IV Всесоюзного совещания по современным движениям земной коры, состоявшегося в Таллине в октябре 1964 г.).

Вертикальные движения в зоне Джунгарского разлома, из которых главным образом удалось изучить лишь новейшие, характеризуются сложностью и распадаются на движения разных порядков: с одной стороны по разлому происходили перемещения его крыльев в целом, а с другой — на их фоне развивались мелкие смещения небольших блоков, в связи с чем возникли разнообразные приразломные структуры — горсты, грабены, надразломные антиклинали, сейсмотектонические дислокации и др. Эти небольшие приразломные структуры образованы в основном вертикальными движениями, однако важную роль при этом играл характер тектонических напряжений, и среди структурных форм

выделяются формировавшиеся в условиях горизонтального сжатия и горизонтального растяжения. По всей вероятности, ориентировкой напряженного состояния в земной коре обусловлены важные особенности также и крупных новейших структур и неотектонических движений. Так, новейшие поднятия и прогибы, осложняющие Джунгарский свод, ориентированы в субширотном направлении и формировались в обстановке субмеридионального сжатия, чему соответствует правостороннее направление новейших сдвигов по Джунгарскому разлому. На примере Джунгарского разлома хорошо видно, что сложную проблему взаимосвязи тангенциальных и радиальных тектонических движений невозможно разрешить только на основе широко распространенных представлений о трансформации одной формы движения в другую. Хотя такая трансформация, например горизонтальных движений по разлому в вертикальные, местами и наблюдается, она обуславливает лишь явления частного характера. А в общем источник движений как вертикальных разных порядков, так и горизонтальных заключен в оболочке земного шара, видимо, на разных глубинах; на поверхности же эти движения проявляются независимо друг от друга, интерферируя.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабиров М. А. 1962. О размещении ультрабазитов и базитов в Северном Казахстане.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 6.
- Ажгирей Г. Д. 1966. Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во Моск. ун-та.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. Н. и др. 1964. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 4.
- Антонюк Р. М., Клингер Б. Ш. 1968. К вопросу о возрасте уртынжальской серии (Центральный Казахстан).— Докл. АН СССР, 180, № 4.
- Афоничев Н. А. 1959. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау.— Сов. геол., № 6.
- Афоничев Н. А. 1960а. Новейшая тектоника и рельеф северного склона Джунгарского Алатау.— Вопросы геогр. Казахстана, вып. 7.
- Афоничев Н. А. 1960б. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Афоничев Н. А. 1960в. Стратиграфия среднего и верхнего палеозоя северного склона Джунгарского Алатау. В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Афоничев Н. А. 1962. Девон Джунгарского Алатау.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 74.
- Афоничев Н. А. 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Сов. геол., № 2 и 3.
- Афоничев Н. А., Савичева А. Е. 1959а. Новые данные о верхнедевонских отложениях на северном склоне Джунгарского Алатау.— Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, № 23.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. 1960. Основы стратиграфии антропогена Казахстана и ряда других стран.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1.
- Белоусов В. В. 1961. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та.
- Белянкин Л. Ф., Богданова М. В., Волков И. Б., Ковальчук Г. М. 1961. История нижнемезозойского угленакопления на территории Алакульского месторождения.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 13, ч. 2.
- Беспалов В. Ф. 1954. Джунгарско-Балхашская герцинская геологическая провинция. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Беспалов В. Ф. 1956а. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геол., сб. 52.
- Беспалов В. Ф. 1956б. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали.— Сов. геол., сб. 52.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. и др. 1963. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестн. Моск. ун-та, геол., № 5.
- Богданович К. И. 1892. Геологические исследования в Восточном Туркестане. В кн. «Труды Тибетской экспедиции 1889—1890 гг. под начальством М. В. Певцова», ч. 2. СПб.
- Борсук Б. И. 1964. Важнейшие складчатые системы Казахстанской складчатой области и их строение.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 111.
- Борукаев Р. А., Беспалов В. Ф. 1959. Геология Центрального Казахстана (развитие геосинклиналей). В кн. «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Борукаев Р. А., Ляничев Г. Ф. 1964. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В кн. «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Наука» Каз. ССР.
- Бувалкин А. К., Жаймин М. И. 1958. Алакульский угленосный район.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1.

- Буртман В. С. 1963. Таласо-ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР.
- Буртман В. С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., изд-во «Наука».
- Буш В. А. 1963. Новейшая тектоника Джунгарского Алатау.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 9.
- Буш В. А. 1964. Новые данные о строении структурных элементов Джунгарского Алатау.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана, вып. 2 (27).
- Буш В. А., Дмитриева В. К., Ильина Т. Г. 1967. Морские пермские отложения в Восточном Казахстане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 6.
- Буш В. А., Дмитриева В. К., Филатова Н. И. 1967. Среднекаменноугольные морские отложения в Джунгарском Алатау.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 4.
- Буш В. А., Дмитриева В. К., Филатова Н. И. 1968. Структурное положение, история развития и строение Джунгарского разлома.— Геотектоника, № 3.
- Войтович В. С. 1962. К вопросу о палеозойском фундаменте Алакульской впадины.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1.
- Войтович В. С. 1963. История развития Джунгарского глубинного разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Войтович В. С. 1964а. Новейшие горизонтальные движения по Джунгарскому разлому и их роль в развитии рельефа.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Войтович В. С. 1964б. Тектоника грабена Джунгарских ворот и перспективы его угленефтеносности. В кн. «Материалы по региональной тектонике СССР». М., изд-во «Недра».
- Войтович В. С. 1965. О генезисе новейших надразломных антиклиналей вдоль Джунгарского разлома и их сходстве со сбросо-складкой холмов Гафсы и рубцовыми складками Ферганы.— Докл. АН СССР, 164, № 4.
- Войтович В. С. 1966. Особенности внутреннего строения Северо-Джунгарского синклиниория (в районе гор Джабык).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 3.
- Войтович В. С. 1967. Новейшие горизонтальные движения земной коры.— Природа, № 8.
- Вонгаз Л. Б. 1958. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геол., № 5.
- Галицкий В. В. 1957. Палеогеография и неотектоника Восточного Прибалхашья.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 3.
- Гендлер В. Е. 1958. О гипербазитах гор Текели.— Вестн. АН Каз. ССР, № 10.
- Геология и металлогения Джунгарского Алатау. 1966. Алма-Ата, изд-во «Наука» Каз. ССР.
- Гзовский М. В. 1959. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. I и II. М., Изд-во АН СССР.
- Горностаев Н. Н. 1929. Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 9, вып. 1.
- Диденко-Кислицына Л. К. 1961. По Джунгарскому Алатау и Алакульской впадине. В кн. «Путеводитель по геологическим маршрутам Южного Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Диденко-Кислицына Л. К. 1964. Новые данные по стратиграфии кайнозоя и новейшей тектонике Джунгарского Алатау.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана, вып. 2 (27).
- Диденко-Кислицына Л. К. 1965. Геоморфология, стратиграфия кайнозоя и новейшая тектоника север-восточной части Джунгарского Алатау.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана, вып. 3 (28).
- Диденко-Кислицына Л. К. 1968. Новейшая тектоника Джунгарского Алатау. В кн. «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., изд-во «Наука».
- Жаймин М. И. 1965. Геологическое строение Алакульского угольного месторождения.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана, вып. 3(28).
- Иванов А. Х., Войтович В. С. 1964. Герцинские сдвиги вдоль Джунгарского разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Калесник С. В. 1931. О континентальных отложениях северных предгорий Джунгарского Алатау.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 50, вып. 11.
- Калесник С. В. 1933. Геологические и геоморфологические наблюдения на северном склоне Джунгарского Алатау.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 65, вып. 3.
- Кассин Н. Г. 1951. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1 (41).
- Киселев А. К. 1967. О трансгрессивном залегании силура в Северо-Балхашском антиклинории.— Изв. АН Каз. ССР, № 2.
- Копп М. Л., Расцветяев Л. М., Трифонов В. Г. 1964. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Колет-Дага и его предгорий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Костенко Н. Н. 1956. Краткая характеристика четвертичных отложений Восточного Казахстана.— Сов. геол., сб. 52.

- Костенко Н. Н. 1963. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата; Изд-во АН Каз. ССР.
- Кошкин В. Я. 1961. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1961, вып. 1 (26).
- Кошкин В. Я. 1963. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— Труды Лабор. палеовулканол., вып. 1 (56).
- Кошкин В. Я. 1965. Роль продольного сдвливания в образовании тектонических структур земного шара (на примере Казахстана).— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Кронидов И. И., Кумпан А. С. 1960. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана по материалам аэромагнитных съемок. В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.
- Курдюков К. В. 1953. Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау.— Природа, № 12.
- Курдюков К. В. 1954. Возраст Джунгарского разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Курдюков К. В. 1962. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 27.
- Лукьянов А. В. 1966. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., изд-во «Наука».
- Майрин С. Е., Шлыгин А. Е. 1964. Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана, вып. 2 (27).
- Маркова Н. Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В сб. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Москалева С. В. 1964. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах (на примере Урала). В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука».
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. 1960. Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ.
- Николаев Н. И. 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Обручев В. А. 1907. Экспедиция в Барлык и Тарбагатай в 1905 г.— Изв. Томск. технол. ин-та, 7, № 4.
- Обручев В. А. 1914. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906, 1907 гг. на средства Томского технол. ин-та, т. 1. Путевые наблюдения. Томск.
- Обручев В. А. 1932. Пограничная Джунгария, т. 3, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В. А. 1940. Пограничная Джунгария, т. 3, вып. 2. Л.—М., Изд-во АН СССР.
- Орловская Э. Р. 1963. Юрская флора Майкюбена и Ала-Куля (Восточный Казахстан). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Пантелеев Е. П., Моисеенко Ф. С., Сеницын Н. М. 1957. Схема тектоники Джунгарского Алатау.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Паталаха Е. И. 1963. Структура и этапы формирования рудного поля Успенского медного месторождения (Центральный Казахстан)— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформация горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Перекалина Т. В. 1964. Некоторые вопросы петрологии герцинских гранитоидов Центрального Казахстана.— Изв. Высш. уч. зав., Геол. и разведка, № 6.
- Петрушевский Б. А. 1954. Мезозойско-кайнозойская структура Казахского нагорья. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Пэк А. В. 1939. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. Под ред. А. В. Пейве. АН СССР, М., изд-во «Наука».
- Ранцман Е. Я., Пшенин Г. И. 1963. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Резвой Д. П. 1954. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 26.
- Ренгартен П. А. 1958. Структурно-фациальные зоны Северо-Восточного Прибалхашья.— Сов. геол., № 4.
- Романова Э. В. 1958. К юрской флоре Алакульской впадины В кн. «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР.

- Саидов М. Н. 1956. Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Сатпаев К. И. 1957. О спейфике и основных этапах развития металлогении Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Сваричевская З. А. 1951. Геоморфологический очерк восточной части Алакульской впадины. Л., изд-во Ленингр. ун-та.
- Сваричевская З. А. 1952. К истории Балхаш-Алакульской впадины.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 7.
- Сваричевская З. А. 1961. Новейшая тектоника Центрального Казахстана. В кн. «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН Латв. ССР.
- Сваричевская З. А. 1965. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та.
- Семенов Ю. Л. 1963. Геологическое строение Чулькызыл-Тюлькуламского ультрабазитового пояса (Северо-Восточное Прибалхашье). Автореф. канд. дисс. Л.
- Синицын В. М. 1963. Тектоническое районирование Пограничной Джунгарии по материалам В. А. Обручева и новейшим данным. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии». М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Ситтер Л. У. де. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. 1960. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. Сейсмогеологический очерк. М., Госгеолтехиздат.
- Структуры рудных полей и месторождений. 1960. М., Госгеолтехиздат.
- Суворов А. И. 1961. Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 137, № 4.
- Суворов А. И. 1963. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР.
- Суворов А. И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., изд-во «Наука».
- Тектоническая карта Евразии. 1966. Масштаб. 1 : 5 000 000. М.
- Терлецкий Б. К. 1940. Геологическое описание Восточного Прибалхашья. Алма-Ата, Казгосиздат.
- Тернер Ф., Григгс Д. 1958. Эксперименты по деформации кальцита. В кн. «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ.
- Третьяков В. Г. 1960. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья.— Вестн. АН Каз. ССР, № 1 (178).
- Третьяков В. Г. 1968. Тектоническое строение фундамента Алакульской впадины. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана». Алма-Ата. Изд-во. «Казахстан».
- Филатова Н. И., Буш В. А. 1965. Герцинские геосинклиналильные структуры Джунгарского Алатау.— Геотектоника, № 3.
- Философов В. П. 1960. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовск. ун-та.
- Шандер Е. В. 1957. Генетические типы четвертичных отложений. В кн. «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». М., Изд-во АН СССР.
- Широква Е. И. 1964. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
- Юдичев М. М. 1940. Джунгарский Алатау.— Труды Казахск. фил. АН СССР, вып. 14.
- Яншин А. Л. 1964. Тектоническая карта Евразии. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Индия. 1964 г.). М.
- Carruthers D. 1913. Unknown Mongolia. A record of travel and exploration in North-West Mongolia and Dzungaria, vol. 2. London.
- Chaffanjon I. 1899. Rapport sur une mission scientifique dans l'Asie Centrale et la Sibirie.— Nouv. Arch. de Miss. sci. et litter, choir de rapports et instructions etc., 9.
- Cloos E. 1930. «Feather joints» as indicators of the direction of movements of faults, thrusts, and magmatic contacts.— Proc. Nat. Acad. Sci., 18, N 5.
- Gaertner H. R. 1960. Über Bebergszusammenhänge in den mitteleuropäischen varistischen Ketten (Geosynklinale und Lineament).— 2Geol. Rundschau, 50.
- Henning J. 1962. Über. Rheinisches Grundgebirge und Rheingraben — Geol. Rundschau, № 1.
- Richter C. F. 1958. Elementary seismology. San Francisco.
- Riedel W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen.— Cbl. f. Min., Geol. und Paleontol., Abt. B.
- Whitten C. A., Claire C. H. 1960. Analyses of geodetic measurements along the San Andreas fault.— Bull. Seismol. Soc. America, № 3(50).

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I. К истории представлений о природе Джунгарского разлома и его значении в общем структурном плане Прибалхашья и Пограничной Джунгарии	13
Глава II. Варисская структура Восточного Прибалхашья и положение в ней Джунгарского разлома	20
Варисские тектонические зоны и особенности их строения (Илийско-Балхашский вулканический пояс и Джунгарская миогеосинклиналь)	20
Положение варисских тектонических зон в районе Алакольской котловины и Барлык-Алакольский глубинный разлом	29
Роль Джунгарского разлома в строении и истории развития варисцид	63
Глава III. Варисские взбросо-сдвиги в зоне Джунгарского разлома и их роль в строении и формировании складчатых структур и приразломных дислокаций	73
Горизонтальные смещения варисских складчатых структур между Улендинским и Главным Джунгарским разломами	73
Взбросо-сдвиги, покровы и зоны смятия на северо-западном окончании Джунгарского разлома в Прибалхашье	80
Блоковые структуры и грабен-синклинали вдоль Сандыктас-Чулакского и Джунгарского разломов в районе их слияния	89
Особенности приразломной трещиноватости и тектонитов	104
Диагонально-сдвиговая ассоциация структур и возраст движений по взбросо-сдвигам	110
Глава IV. Роль Джунгарского разлома в неотектонике Восточного Прибалхашья и новейшие сдвиги	115
Мезозойские структуры и их соотношение с Кши-Алакольским разломом	
Особенности новейшей тектоники Восточного Прибалхашья	121
Новейшие приразломные структуры в зоне Джунгарского разлома	133
Семерлинская ступень и осложняющие горсты и грабены	
Горстовые и горст-антиклинальные поднятия в районе гор Улькенсайкан	142
Надразломные антиклинали и вопросы их генезиса	146
Строение зоны сочленения Джунгарского свода и Алакольской впадины и сеймотектонические дислокации	150
Новейшие горизонтальные движения по Джунгарскому разлому	158
Значение горизонтальных и вертикальных движений в формировании новейшей структуры	171
Глава V. Особенности Джунгарского глубинного разлома и взаимосвязи радиальных и тангенциальных тектонических движений	175
Заключение	183
Литература	186

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. To the history of the concepts on the nature of the Dzhungar fault and its importance for the general structural plan of Prebalkhashye and Boundary Dzhungaria	13
Chapter II. The Variscian structure of Eastern Prebalkhashye and position of the Dzhungar fault	20
Variscian tectonic zones and the peculiarities of their structure	20
Position of variscian tectonic zones in the Alakol region and the Barlyk-Alakol, deep-seated fault	29
The role of the Dzhungar fault in the structure and history of variscides	63
Chapter III. Variscian upthrust-and-strike-shifts in the zone of the Dzhungar faults and their role in the formation of the folded structures and near-fault dislocations	73
Lateral displacement of the Variscian folded structures between the Ulendin and the Main Dzhungar faults	73
Upthrust-and-strike-shuts, nappes and pressure zones in the north-western ending of the Dzhungar fault in Prebalkhashye	80
Block structures and graben-synklinales along the Sandyktas-Chulak and Dzhungar faults in the region of their connection	89
Peculiarities of the near-fault jointing and micro-tectonites	104
Diagonal-strike-shifting association of the structures and the age of the movements along the upthrust-and-strike-shifts	110
Chapter IV. Role of the Dzhungar fault in neotectonic of Eastern Prebalkhashye and Neozoic strike-shifts	121
The Mesozoic structures and the Kshi-Alakol fault	121
Peculiarities of neotectonics of Eastern Prebalkhashye	133
The recent near-fault structures in the zone of the Dzhungar fault	133
Semerlin step-block and near-fault horsts and grabens	133
Horst and horst-anticlines of the Ulkensaikan mountains	142
Fault-anticlines and their genesis problems	146
Structure of the zone of connection between Dzhungar-arch and Alakol-depression and seismic-tectonic dislocations	150
The recent lateral movements along the Dzhungar fault	158
The importance of lateral and vertical movements in the formation of the Neozoic structure	171
Chapter V. Peculiarities of the Dzhungar deep fault and interdependence of radial and tangential tectonic movements	175
Conclusion	183
Bibliography	186

Войтович Валентин Семенович

Природа Джунгарского глубинного разлома
(Труды ГИН, вып. 183)

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Ю. М. Клейнер*
Технический редактор *Н. Ф. Егорова*

Сдано в набор 19/III 1969 г.
Подписано к печати 11/VII 1969 г. Формат 70×108^{1/16}
Бумага № 1. Усл. печ. л. 16,8. Уч.-изд. л. 17.
Тираж 800 экз. Т-10503. Тип. зак. 5597
Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЕ

Нижнюю строку табл. 1 (стр. 28) следует читать так:

$S_2ld - D_2$	Аспидная	Аспидная	Зеленоцветная терригенно-туфогенная
---------------	----------	----------	-------------------------------------

1 р. 70 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»