

С.Г. САМЫГИН

ЧИНГИЗСКИЙ СДВИГ
И ЕГО РОЛЬ
В СТРУКТУРЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

S. G. SAMYGIN

CHINGIZ WRENCH FAULT
AND ITS ROLE
IN THE STRUCTURE
OF CENTRAL
KAZAKHSTAN

Transactions, vol. 253



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1974

С. Г. САМЫГИН

ЧИНГИЗСКИЙ СДВИГ
И ЕГО РОЛЬ
В СТРУКТУРЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

Труды, вып. 253



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана, Самыгин С.Г.
Труды Геологического института АН СССР, вып. 253. М., "Наука", 1974 г.

Работа посвящена всесторонней характеристике крупнейшего разлома на востоке Центрального Казахстана, косо рассекающего каледониды Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и герциниды Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Обобщены новейшие данные по стратиграфии, магматизму и вулканизму обширного региона; доказывается сдвиговая природа Чингизского разлома и устанавливается его роль в геологическом строении и палеозойской истории развития окружающей территории, в частности роль горизонтальных движений в формировании различных структур. Намечены основные закономерности эволюции глубинной сдвиговой зоны и выявлена связь с ней осадконакопления, вулканической и магматической деятельности, рудопроявлений. Большое внимание уделено особенностям горизонтальных движений Чингизской зоны. Рассмотренные вопросы имеют значение для познания тектоники палеозойд Казахстана и затрагивают общие теоретические аспекты сдвиговой тектоники.

Табл. 6, илл. 70, библ. 154 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В.Пейве (главный редактор),
академик В.В.Меннер, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

А.И.Суворов

Editorial Board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-chief),
Academician V.V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev

Responsible editor

A.I. Suvorov

Важнейшими структурными элементами земной коры являются глубинные разломы. Основные положения теории, диагностики и анализа этой категории структур были разработаны А.В.Пейве в 1945–1956 гг. А.В.Пейве рассматривает их в качестве морфологически выраженных пограничных поверхностей, разделяющих дифференциальнодвигающиеся блоки земной коры. Они характеризуются длительностью и многофазностью развития, большой протяженностью и глубиной заложения, а также определенной связью с формациями горных пород. Среди глубинных разломов важную роль играют выделенные А.В.Пейве (1960) глубинные сдвиги, движениями по которым объясняются многие особенности строения целого ряда складчатых областей, особенно их структурных планов. Такой вывод получает за последние годы все более широкое распространение.

Предлагаемая работа посвящена детальной всесторонней характеристике одного из громадных палеозойских сдвигов – Чингизского разлома, расположенного на востоке Центрального Казахстана. Основные задачи автора сводятся к установлению природы разлома, выяснению его роли в геологическом строении и истории развития окружающей территории, особенно роли горизонтальных движений в формировании различных конкретных структур. Названные вопросы представляют не только регионально-геологический интерес и важны для правильного понимания тектоники обширной области, но затрагивают и более общие аспекты сдвиговой тектоники. До сих пор основное внимание в литературе было сосредоточено только на доказательствах сдвигов и их структурных проявлений (Разломы . . . , 1963; Буртман, 1964; Лукьянов 1965; Суворов, 1968; Войтович, 1969; Hill, Diblee, 1953; Moody, Hill, 1956; Kingma, 1958; Lensen, 1958; Pavoni, 1961; Sugate, 1963; Katili, Nehuwat, 1967; Sharp, 1967; и др.).

Чингизский разлом представляет удобный объект не только для исследования геометрии и динамики сдвиговых зон, но и для выяснения истории их развития. Большинство прилегающих к разлому районов отличаются прекрасной площадной обнаженностью и достаточно хорошо изучены в геологическом отношении. А самое главное, разлом проходит среди очень разнообразных пород. В его зоне распространены почти непрерывный набор и осадочных, и вулканогенных, и магматических формаций исключительно широкого возрастного диапозона – от докембрия до начала мезозоя, которые возникли на самых различных стадиях геосинклинального процесса. Разлом обнажается среди разнородных тектонических структур; крупнейшими из них являются каледонский Чингиз–Тарбагатайский мегантиклинорий и герцинская Джунгаро–Балхашская складчатая система. Мегантиклинорий сложен крайне разнообразными структурно-фациальными комплексами (формациями) докембрия (?) и главным образом раннего и среднего палеозоя. В Джунгаро–Балхашской области широко развиты преимущественно вулканогенные и магматические формации позднего палеозоя.

Чингизский разлом имеет северо-западное простирание и отличается прямолинейностью. Он наблюдается на расстоянии, равном в общей сложности почти 600 км, протягиваясь от западных предгорий хр. Тарбагатай мимо г. Аягуз к северо-восточному склону хр. Чингизтау, далее следуя среди северо-западных отро-

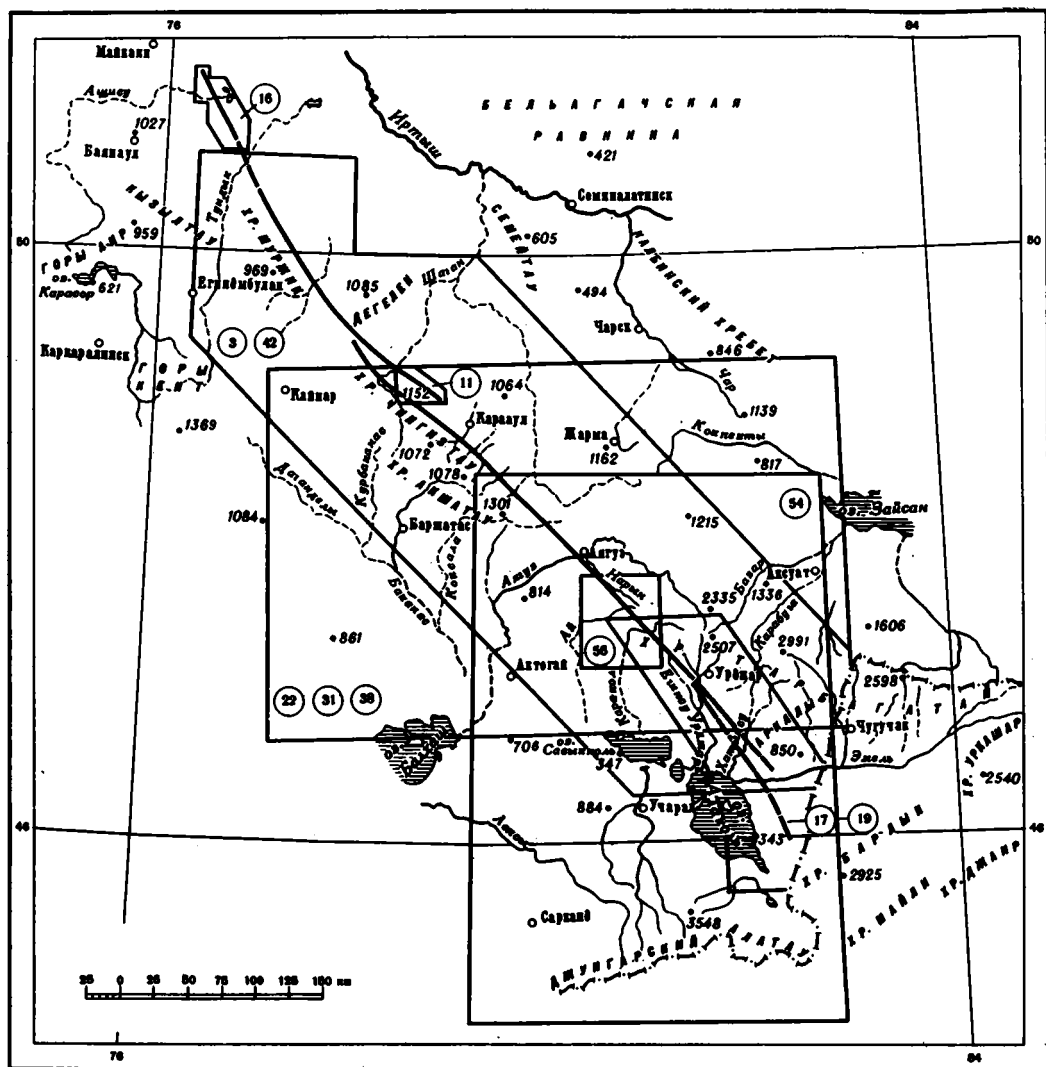


Рис. 1. Обзорная карта востока Центрального Казахстана

Жирной линией показано положение Чингизского разлома, тонкими линиями – контуры некоторых схем, приведенных в тексте (номера их обозначены цифрами в кружках)

гов горной системы Чингиза – хр. Кан-Чингиз (рис. 1). Разлом пересекает излучину р. Шаган и к западу от массива Дегелен тянется вдоль гор Дуана и Аркалык к восточному краю хр. Муржик. От хр. Муржик он приобретает несколько более меридиональное направление и прослеживается до района оз. Алкамерген, перекрываясь только наносами широкой долины р. Тундык. На крайнем юго-востоке Чингизский разлом исчезает под рыхлыми отложениями Алакольской межгорной впадины, в пределах которой геофизическими методами прослеживается еще на расстоянии 140 км, почти до границы с КНР.

К началу наших исследований имелись самые общие и в значительной мере противоречивые сведения о Чингизском разломе. Впервые он был показан на изданной в 1938 г. геологической карте Казахстана масштаба 1 : 500 000, составленной под редакцией Н.Г.Кассина. В дальнейшем разлом неизменно отмечался на всех тектонических схемах Н.Г.Кассина в числе главнейших разрывных линий конца палеозоя. О его ведущей роли в строении окружающих областей упоминает А.В.Пейве (1956). Многое для познания зоны разлома дали исследования Н.Г.Марковой

(1948) и проведенные в 50-х годах среднемасштабные геологосъемочные работы; съемкой была покрыта вся приразломная полоса к югу от широты пос. Кайнар. При этом утвердился взгляд об очень длительном унаследованном развитии Чингизского разлома и преимущественно вертикальном движении его крыльев. Такому мнению способствовало то обстоятельство, что съемочные и тематические работы, проводившиеся различными геологическими коллективами, охватывали ограниченные по простиранию отрезки разлома, которые получили даже разные названия. Отрезок к северо-западу от г. Аягуз, с конца 50-х годов известный в качестве Чингизского или Главного Чингизского разлома (Р.А.Борукаев и другие) позднее вошел в литературу как Западно-Чингизский разлом (Борукаев, 1961; Геология..., 1962). Отрезок к юго-востоку от г. Аягуз стал именоваться Аягузско-Урджарским (Поникаров, 1954; Ренгартен, 1958) или просто Аягузским (Афоничев, 1960) разломом.

Р.А.Борукаев (1961), обобщивший результаты исследований на территории Чингиза, рассматривал Западно-Чингизский разлом в числе крупнейших нарушений первого порядка, который заложился еще в синии и неоднократно подновлялся вплоть до сравнительно недавнего времени, что привело в соприкосновение отложения нижнего кембрия и ордовика, силура и синия. По мнению Р.А. Борукаева, в конце тремадока вдоль разлома происходили подвижки отдельных блоков и в горизонтальном направлении. Он полагал, что блок к востоку от разлома переместился в северо-западном направлении с одновременным значительным погружением, т.е. что разлом существовал как левый сбросо-сдвиг. В результате этих движений образовалась мощная зона смятия в северо-восточной части хр. Кан-Чингиз. Еще одна крупная зона смятия прослеживается в другом (западном) крыле разлома вдоль северо-восточного склона хр. Чингизтау, и имеет допозднеордовикский возраст (Геология . . . , 1962).

Несколько иную точку зрения одновременно выразил М.Б.Мычник, который считал, что разлом, названный им Чингиз-Тарбагатайским, является шарнирным сбросом, возникшим еще в допалеозое и возрожденным в кайнозое. На северо-западе разлом в виде резкого прямолинейного уступа ограничивает северный склон хр. Чингиз (Чингизский антиклинорий), а на юго-востоке — южный склон хр. Тарбагатай (Тарбагатайский антиклинорий); ось шарнира находится примерно в районе р. Аягуз. В зоне разлома динамометаморфическим изменениям подверглись все породы нижнего палеозоя, включая ордовикские, и почти совершенно не затронуты изменениями позднепалеозойские граниты. Вместе с тем на отдельных участках вдоль разлома устанавливается дислоцированность третичных отложений — плиоценовые песчаники и конгломераты смяты в складки с углами наклона крыльев 30-40°.

Важную роль юго-восточного отрезка — Аягузско-Урджарского разлома, разделяющего зоны с различным геологическим строением, впервые подчеркнул В.П.Поникаров (1954). По П.А.Ренгартену (1958), Аягузско-Урджарский разлом является северо-восточным ограничением Южно-Тарбагатайской зоны глубинных разломов. С раннего карбона он служил границей герцинских структур — Тарбагатайской интрагеоантиклинали и Баканасской интрагеосинклинали, обусловив накопление в пределах последней вулканогенных толщ верхнего палеозоя мощностью до 4 км. В кайнозое произошло обновление разлома. В дальнейшем эти представления получили развитие у других геологов Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ). В частности А.А.Розенкранц предполагает, что Аягузско-Урджарский разлом, сформировавшийся на месте сопряжения контрастно развивавшихся герцинских структурно-фациальных зон, заложился в начале салаирской эпохи и неоднократно подновлялся вплоть до четвертичного времени. Интенсивное проявление вулканической деятельности в позднепалеозойское время в Баканасской зоне он тоже связывает с этим разломом, облегчавшим, по его мнению, проникновение на поверхность больших масс магматического материала со значительных глубин.

В 1963 г. на основе анализа всех известных к тому времени данных и имевшегося картографического материала А.И.Суворов высказал предположение о сдвиговой природе Чингизского шва (Разломы . . . , 1963). Он пришел к выводу, что зона северо-западной части разлома (от широты пос. Карааул) вместе с опе-

ряющими его складками, разрывами и полосой метаморфизованных пород докембрия – низов нижнего палеозоя представляет крупную, разорванную вдоль разлома горизонтальную флексуру; амплитуда правостороннего смещения достигает по меньшей мере 50 км. Сдвиговые движения, сформировавшие горизонтальную флексуру, произошли, вероятно, в последевонское время.

С начала 60-х годов в районе Чингизского разлома развернулись детальные работы, осуществлявшиеся силами Южноказахстанского, Восточноказахстанского и Центральноказахстанского геологических управлений (соответственно ЮКГУ, ВКГУ, ЦКГУ) и частично ВАГТа. Эти работы не внесли ничего принципиально нового в сложившиеся представления о природе и роли Чингизского разлома в развитии палеозойских структур, но отдельные коллективы, возглавлявшиеся А.Г. Денисюком, В.Н. Киньшаковым, М.А. Оренбургским и В.З. Ячковым, уточнили характер строения приразломной зоны. Большинство геологов придерживалось точки зрения о преобладании вертикальных движений по разлому. Лишь Т.М. Жаутиков, подводя в 1966 г. первые итоги работ ВКГУ, упоминает о правостороннем сдвигании его крыльев в позднегерцинское время.

На глубинный характер Чингизского разлома указывает авторский коллектив книги "Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным" (1969), который относит его к группе разломов, затухающих в "гранитном" и "диоритовом" слоях земной коры. При этом не исключается, что разломы указанной группы проникали гораздо глубже в нижние горизонты коры, не смешая, однако, "базальтовый" слой и поверхность мантии.

Автором настоящей работы полевые исследования проводились в течении 1965–1969 гг. Чингизский разлом изучался на всем его протяжении. Отдельные наиболее важные или интересные участки были закартированы с применением аэрофотоснимков в крупном масштабе. Строение многих районов было существенно уточнено по уже имевшимся геологическим картам. В целях выяснения общего положения разлома и сравнительного изучения тектонических форм вне "сферы" его влияния были совершены маршрутные экскурсии за пределы его зоны. Подробно изучены состав, строение и мощности наиболее распространенных осадочных и вулканогенных толщ нижнего, среднего и верхнего палеозоя, их фациальная изменчивость с приближением к разлому и вдоль него. Для этого описаны, уточнены и сопоставлены многочисленные разрезы разновозрастных отложений в крыльях разлома. Особенно детально изучены отложения разного возраста вблизи самого шва. При исследовании магматических образований главное внимание уделялось выяснению морфологии, общего структурного положения и тектонической обстановке их становления в зоне разлома. Последнее производилось с помощью структурного анализа дайковых полей. Они изучались с особым вниманием, что позволило в ряде мест довольно точно датировать и возраст оперяющих разрывных нарушений.

Автором работы выявлены морфологические особенности и взаимоотношения развитых в зоне разлома различных структур разного порядка и генезиса. Для определения направления движения по разрывным нарушениям часто использовались чисто качественные признаки, а именно характер приразрывных дислокаций и их структурный рисунок. Методические принципы диагностики горизонтальных смещений были разработаны сотрудниками лаборатории глубинных разломов Геологического института АН СССР (Разломы . . ., 1963; Лукьянов, 1965; Трифонов, 1967; Суворов, 1968). Расчет вертикальной составляющей перемещений производился в ряде случаев приблизительно, по оценке стратиграфической амплитуды. Надвиговые перекрытия определялись по тектоническому сближению фаций (Суворов, Самыгин, 1965; Suvorov, Samygin, 1969).

Большое значение для выявления характера движений и обусловивших их напряжений имело изучение тектонических трещин, которые в зоне Чингизского разлома обычно образуют четко выраженные системы и хорошо видны на аэрофотоснимках. Трещины наиболее распространенных систем чаще всего ориентированы параллельно, что существенно упрощало их измерение – достаточно было отметить в обнажениях особенности их морфологии и установить направление смещений по некоторым из них.

В результате удалось выяснить сдвиговый характер дислокаций Чингизской зоны и их соотношение с каледонским и герцинским структурными планами, определить амплитуду сдвига и время его заложения, установить связь с ним осадко-накопления, вулканизма и магматизма, восстановить историю развития и механизм образования приразломных конседиментационных структур, наметить закономерности эволюции разломной зоны в пространстве и во времени. Поднят также вопрос о распределении тектонических напряжений вблизи разлома.

На протяжении всех лет работы автор имел взаимные консультации с геологами, работавшими в Чингиз-Тарбагатайском регионе: Р.М. Антонюком, С.М. Бандалетовым, Э.Б. Диаровым, Р.С. Качуриным, О.П. Ковалевским, А.К. Мясниковым, И.Ф. Никитиным, М.А. Оренбургским, В.И. Титовым, В.Г. Третьяковым, В.З. Ячковым и др. Собранные во время полевых исследований ископаемые остатки определялись: брахиоподы – Л.Н. Клениной, М.В. Мартыновой и Х.С. Розман, кораллы – О.Б. Бондаренко и О.П. Ковалевским, трилобиты – Н.К. Ившиным, мшанки – Г.Г. Астровой, гастроподы – В.Н. Синельниковой, цефаллоподы – И.С. Барсковым, криноидеи – Г.А. Стукалиной, радиолярии – Б.Б. Назаровым, конодонты – В.И. Яковлевым, онколиты – З.А. Журавлевой. Списки флоры были просмотрены С.В. Мейеном.

Ценные советы, замечания и рекомендации по работе в целом и отдельным ее частям были получены от В.С. Буртмана, А.В. Долишкого, Ю.Ф. Кабанова, А.В. Лукьянова, Н.Г. Марковой, В.С. Милеева, А.В. Пейве, А.С. Перфильева, Н.А. Штрейса, И.Г. Щерба. Большую помощь в подготовке и оформлении иллюстраций оказали К.Н. Белкина, К.А. Щепонникова и А.С. Рассказов.

Всем упомянутым лицам автор приносит глубокую благодарность. Особо признателен он А.И. Суворову за постоянное внимание к работе.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Центральное положение в рассматриваемом регионе занимает каледонский Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий (рис. 2), состоящий в самом широком поперечном сечении из следующий структур более высокого порядка: Аркалыкского, Чингизского и Акчатауского антиклинориев, Тундык-Ашисуйского, Чунайского, и Абралинского синклинориев, а также обособляющегося наряду с ними юго-западного борта мегантиклинория. Мегантиклинорий окаймляется геосинклинальными системами, стабилизация которых завершилась в герцинское время: с северо-востока - Иртыш-Зайсанской, с юго-запада - Джунгаро-Балхашской. Граница с Иртыш-Зайсанской системой (мегасинклинорием) на современном эрозионном срезе довольно резкая и проходит по зоне крупного разлома. С Джунгаро-Балхашской складчатой системой какую-то одну строго определенную границу провести невозможно, здесь целесообразно выделять целую переходную область между каледонидами и краевой зоной герцинид.

СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ

Стратиграфия юго-западной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы достаточно полно описана в работе Н.А.Севрюгина, М.Б.Лившица и И.К.Синдина (1965). В табл. 1 изложены особенности строения лишь краевой зоны мегасинклинория, пограничной с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием. Характеристика девонских отложений дается по материалам геологов ЮКГУ (Б.Л. Исхаков, Ю.А.Столяров и другие) и ВАГТа (А.В.Гушин, О.Т.Преображенская, Н.И.Филатова

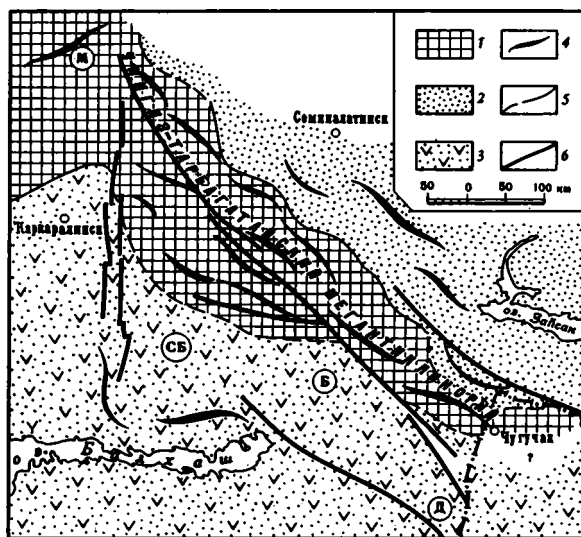


Рис. 2. Важнейшие структурные элементы востока Центрального Казахстана

1 - каледонские складчатые сооружения; 2-3 - герцинские складчатые сооружения: 2 - Иртыш-Зайсанской системы, 3 - Джунгаро-Балхашской системы; 4 - простирания структур (преимущественно антиклинориев); 5 - границы складчатых систем; 6 - крупные секущие разломы. Буквами на схеме обозначены: М - Майкаинский антиклинорий; герцинские зоны: СБ - Северо-Балхашская, Б - Баканасская, Д - Джунгарская

Таблица 1

Стратиграфическая схема палеозойских отложений краевой зоны
Иртыш-Зайсанской герцинской области

Система	Отдел	Ярус	Краткая характеристика отложений
Каменноугольная	Средний		Буконьская свита. Чередование туфов, туфобрекчий дацитового и андезитового состава, альбитофиров, реже кварцевых альбитофиров, небольших покровов андезитовых порфиритов с туфоконгломератами, туфопесчаниками и вулканомиктовыми песчаниками; вулканогенные породы быстро замещаются терригенно-осадочными, среди которых много горизонтов полимиктовых конгломератов. Мощность до 1000 м
	Нижний	Намюрский	
		Визейский	Сиректасская свита. Лавы, лавобрекчии и лавовые конгломераты андезитовых и диабазовых порфиритов, переслаивающиеся с туфами, туффитами, туфобрекчиями среднего состава и туфоконгломератами; в верхней части преобладают полимиктовые песчаники, гравелиты, глинистые и углисто-глинистые алевролиты. Мощность 2000 м
		Турнейский	Коконьская свита. Частое переслаивание полимиктовых песчаников, гравелитов, глинисто-кремнистых, кремнистых, углисто-глинистых, углистых, углисто-кремнистых алевролитов, маломощных горизонтов известняков, внизу с конгломератами, конгломерато-брекчиями, кварц-полевошпатовыми песчаниками, в верхней части с туфами и туффитами среднего состава, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Мощность до 2300 м
Девонская	Верхний	фаменский	
		франский	Полимиктовые песчаники, алевролиты, отдельные горизонты гравелитов, конгломератов, аргиллитов, вверху многочисленные маломощные прослои кремнистых пород и линзы песчаных известняков; редкие прослои (главным образом в верхней части) туфопесчаников, иногда туфоконгломератов и покровы андезитовых порфиритов. Мощность 2700-3000 м
	Средний	Живетский	

и другие), работавших в Сарсазанском синклинии. Обобщенные разрезы нижнего карбона составлены главным образом для Западно-Жарминского синклиория по данным Л.Н.Клениной и Э.К.Шугрина (1971), а среднего карбона - по данным К.Т.Куликовского (Севрюгин, Лившиц, Синдин, 1965).

Общие сведения по стратиграфии Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория приводятся для наиболее хорошо изученной его части - чингизской. В дальнейшем на примере отдельных толщ будет показано, что строение юго-восточной территории региона - хр. Тарбагатай и прилегающих к нему участков - ничем не отличается от строения хр. Чингиз.

Основы современной стратиграфии были разработаны в конце 50-х – начале 60-х годов коллективом геологов под руководством Р.А.Борукаева и суммированы в сборнике "Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана" (1960) и в монографии "Геология Чингизской геосинклинальной зоны" (1962). Позже объем и возраст отдельных стратиграфических подразделений (свит, серий) неоднократно уточнялись и изменялись в процессе детальных геологосъемочных работ и специальных тематических исследований. Новый фактический материал частично опубликован (Бандалетов и др., 1965; Никитин, Аполлонов, Цай, 1968; Бандалетов, 1969; Ившин, 1969; Самыгин и др., 1969; Ермоленко, Козлов, Титов, 1971; Ковалевский, 1971; Стратиграфическое..., 1971; Никитин, 1972), а также содержится в многочисленных работах коллективов, возглавлявшихся в разное время А.Г.Денисюком, М.Л.Дороховой, А.Ф.Дубининым, Т.М.Жаутиковым, О.В.Кеерупом, В.Н.Киньшаковым, М.С.Козловым, М.Б.Мычником, А.К.Мясниковым, М.А.Оренбургским, Н.В.Полянским, В.И.Титовым, В.З.Ячковым. Все известные автору сведения и результаты личных наблюдений систематизированы в табл. 2, где они приводятся по отдельным структурам, расположенным последовательно с северо-востока на юго-запад. К таблице необходимо дать некоторые пояснения относительно стратиграфической принадлежности отдельных толщ неясного или спорного положения, а также толщ, авторская трактовка возраста которых отличается от распространенной.

К докембрию условно отнесены отложения, обнажающиеся в ядре Акчатауского антиклинория (акчатауская свита по М.Б.Мычнику, желтауская свита по Р.А.Борукаеву и Г.Х.Ергалиеву) и в осевой части хр. Муржик, на крайнем северо-западе Чингизского антиклинория (Суворов, Самыгин, 1966). В формационном отношении эти отложения резко отличаются от всех известных толщ нижнего кембрия. В хр. Муржик они залегают структурно ниже образований, относимых к алданскому ярусу. Кроме того, в хр. Акшатау среди пород акчатауской свиты в небольшом тектоническом блоке, сложенном осадками нижнего – среднего ордовика, из неокатанной глыбы известняка размером $2 \times 0,5$ м определены онколиты^{1*}, распространенные в среднем рифее Урала и Сибири¹. И хотя для Казахстана возраст микропроблематики должен быть, как справедливо считает Н.К.Ившин (1969), пересмотрен, найденные формы несомненно древнее тех, которые встречаются в нижнем кембрии Казахстана. На вендский возраст проблематики из акчатауской свиты^{2*} указывают А.А.Арустамов и другие.

Стратиграфическое расчленение нижнего кембрия дано в соответствии со схемой Н.К. Ившина (1969). Последокембрийский возраст еремантауской серии, состоящей из тиесской (балкыбекской) и желтауской (ушкызыльской) свит и отнесенной к алданскому ярусу на основании находок Т.М.Жаутиковым и позже А.В.Потехой в верхней части балкыбекской свиты на юго-западном склоне Чингизского мегантиклинория археоциат баканасского фаунистического горизонта (Стратиграфическое..., 1971), подтверждается также и в других районах. Так, к северу от гряды Токай (северо-запад Чингизского антиклинория) в глинисто-кремнистых алевролитах желтауской свиты, содержащей в этом районе онколиты, похожие на формы верхнего рифея Урала и Сибири (Антонюк, Клиnger, 1968), Б.Б.Назаровым были обнаружены шечные шипы трилобитов, обломки створок брахиопод, многочисленные спикеры губок и единичные остатки радиолярий. Комплексы радиолярий из мощной яшмовой толщи Аркалыкского антиклинория характерны, по его заключению, для нижнего кембрия^{3*}. Остается открытым вопрос о верхней возрастной границе яшмовых толщ еремантаусской серии. Не ясен и нижний возрастной предел фаустически не охарактеризованной на Чингизе джангабульской свиты (низы бошекульской серии), подстилающей образования с фауной агырекского горизонта самых низов амгинского яруса. Однообразные кремнистые толщи распространены в виде узких полос и в какой-то мере, вероятно, фациально заме-

¹ Здесь и далее цифрой со звездочкой обозначены списки форм микропроблематики, фауны и флоры, приведенные под этим номером в приложении в конце книги.

шаются диабазовыми порфиритами джангабульской свиты, взаимоотношения с которыми повсеместно тектонические.

Для среднего кембрия отступлением от традиционной схемы является трактовка взаимоотношений майданской и сасыксорской свит в Чингизском антиклинории. Первую из них всегда считали соответствующей верхней половине амгинского яруса, при этом принималось, что сасыксорская свита (майский ярус) несогласно залегает на ней (Геология . . . , 1962). Такие соотношения действительно наблюдаются в Аркалыкском антиклинории. Но в Чингизском антиклинории, где развиты формационно другие толщи, контакты между ними только тектонические (см. например, рис. 20, А). Обе свиты ложатся на отложения нижней половины амгинского яруса. Майданская свита содержит фауну лишь близь основания разреза (майданский горизонт, верхняя треть амгинского яруса), остальная же "немая" часть свиты, мощность которой достигает 2000 м (хр. Кан-Чингиз), вполне может соответствовать майскому ярусу. Накопление слагающих ее вулканогенно-кремнисто-терригенных пород происходило в глубоких геосинклинальных трогах. Мелководные терригенные осадки сасыксорской свиты с обильной фауной чингизского, бошесорского и алкамергенского горизонтов (майский ярус) синхронно, по нашему мнению, отлагались на размытой поверхности смежных древних геоантиклинальных поднятий – местами они залегают непосредственно на плагιοгранитах, прорывающих агырекскую свиту (бассейн р. Кольденен).

Сведения о соотношениях различных свит верхнего кембрия, нижнего и среднего ордовика в пределах Чингизского и Аркалыкского антиклинориев были изложены в специальной статье (Самыгин и др., 1969). В ней указывалось на неодинаковый стратиграфический объем разрезов торткудукской серии¹ в разных частных структурах, что в равной мере относится ко всем зонам мегантиклинория. Несколько условно выделение этой серии лишь в Акчатауском антиклинории, где фауна *in situ* пока обнаружена в одном месте – остатки трилобита^{4*}, указывающие на принадлежность вмещающих алевролитов к верхнему кембрию. О присутствии пород этого возраста в Акчатауском антиклинории косвенно свидетельствуют, кроме того, известные в нескольких местах вдоль северного крыла структуры находки переложенных трилобитов в основании верхнего ордовика (см. главу III).

По сравнению с данными, приведенными в упомянутой статье, внесены следующие изменения. Уточнена верхняя возрастная граница абаевской свиты: преимущественно вулканогенные образования свиты согласно перекрываются осадочной толщей, в самых низах которой были собраны брахиоподы нижнего-среднего карадока^{5*}. Несколько понижен в соответствии с новыми данными (Стратиграфическое . . . , 1971; Никитин, 1972) возраст бестамакской и саргалдакской свит: первая датируется концом лландейло – ранним карадоком, вторая – ранним карадоком.

Фаунистически слабо охарактеризован нижний-средний ордовик Абралинского синклинория и Акчатауского антиклинория. В пределах первого только на левобережье р. Шаткалан в верхней части разреза, ранее относимого к тиесской свите еремантауской серии синия (Ергалиев, 1959; Геология . . . , 1962), были найдены остатки брахиопод, возраст которых не древнее среднего ордовика^{6*}. В шлифах из нижних горизонтов этого разреза Б.Б.Назаровым наблюдались сечения радиолярий^{7*}, аналогичные формам, распространенным в найманской свите Чингизского антиклинория (верхи аренига – лланвири). В Акчатауском антиклинории среди отложений, перекрытых в северном крыле толщей верхнего ордовика и включавшихся в состав то еремантауской серии докембрия, то телескольской свиты нижнего кембрия, встречаются следующие окаменелости. Из линзы окварцованных известняков были выделены конодонты, родовой состав которых характерен для верхов нижнего и для среднего ордовика^{8*}. В шлифах из горизонта красных яшм определены радиолярии, характерные для нижнего – среднего ордовика Северо-Восточного Казахстана^{9*}.

¹ Н.К.Ившин (Стратиграфическое . . . , 1971) подразделяет ее на две свиты – карагутуйскую (средняя и верхняя трети верхнего кембрия) и маматскую (тремадок).

По комплексу радиоларий был уточнен также возраст яшмово-диабазовой толщи в юго-западном борту Чингизского мегантиклинория^{10*} и в переходной зоне от каледонид к герцинидам^{11*} (см. табл. 3), помещавшейся ранее в диапозоне синий – верхний ордовик. Приводимые в приложении списки характеризуют средний – верхний ордовик.

О возрастных границах кайдаульской свиты девона существуют две основные точки зрения. По мнению одних исследователей (Н.В.Аксаментова и другие), свита имеет раннедевонский – эйфельский возраст. Другие, как например Л.Г.Никитина (Лялин, Миллер, Никитина, 1964), считают, что кайдаульское время охватывает, по-видимому, часть раннего девона, весь средний девон и, возможно, даже часть франского века позднего девона. Придерживаясь первой точки зрения, которая представляется в целом более обоснованной, мы, однако, не исключаем возможности, что формирование кайдаульской свиты местами начиналось несколько позже, где-то в середине или во второй половине раннего девона.

Мы не будем останавливаться на обосновании возраста всех остальных разрезов, помещенных в табл. 2, поскольку необходимая аргументация приводится во многих работах, перечисленных в начале главы. Изменения по сравнению с опубликованными сведениями касаются в основном только франских отложений, отсутствие которых почти на всей территории мегантиклинория в настоящее время можно считать доказанным. Так, относившаяся к франскому ярусу осадочная толща района горы Атей Чингизского антиклинория (Геология . . . , 1962) оказалась, по данным М.А.Оренбургского и других, сренеордовикской, согласно залегающей на породах абаевской свиты. В Аркалыкском антиклинории и Тундык-Ащисуйском синклинории отложения, также считавшиеся франскими, были после переопределения брахиопод и кораллов в процессе детальных работ отнесены к нижнему силуру (доненжальская свита).

Изложенные в табл. 3 сведения охватывают довольно узкую зону (см. рис. 3), геосинклинальное развитие которой закончилось в основном в каледонскую эпоху, но ряд особенностей сближает ее и с соседней герцинской геосинклиналью. В северо-западной части зоны (примерно от меридиана пос. Кайнар и западнее) детальные исследования в течение ряда лет проводили геологи ЦКГУ, МГУ и МПРИ; результаты этих исследований, касающиеся новых данных по стратиграфии, были опубликованы в статьях (Аксаментова, Антонюк, 1964; Антонюк, Аксаментова, 1964; Великовская, 1964; Кац и др., 1964; Успенский, 1965; Журавлев, 1966; и др.). Для остальной территории использован материал, собранный специалистами ЮКГУ, ВКГУ, ИГН АН КазССР и КазНИИМСа, большая часть которого также была опубликована (Геология . . . , 1962; Вулканогенные . . . , 1965; Арустамов и др., 1968; Каишов; 1970; Жаутиков, Полянский, Лебедь, 1971). Сотрудники ИГН АН КазССР провели, кроме того, исследования вдоль всей переходной зоны (Никитина, 1964; Бандалетов, 1969; Никитин, 1972). Относительно стратиграфического объема различных толщ существенных расхождений нет. Некоторое время считался полным разрез силура в этой зоне (Великовская, 1964; 1966; Асатуллаев и др., 1965). С.М.Бандалетов (1969) показал ошибочность такой точки зрения и пришел к выводу о значительном перерыве отложений между силуром и девоном. Вопрос о верхней возрастной границе терригенных образований все же остался открытым; не исключено, что она приходится на низы верхнего силура.

В табл. 4 в схематизированном виде приводятся сведения по стратиграфии краевой, северо-восточной части Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой области, отображающие особенности геологического строения района к западу от Чингизского разлома (Баканасская зона в понимании П.А.Ренгартена, 1958). Характеристика девонских отложений дается по В.Я.Кошкину (1961), подробно описавшему их несколько западнее рассматриваемой территории. Отложения каменноугольного возраста северного обрамления Баканасской зоны были изучены М.Б.Мычиным, А.А.Розенкранцем и другими, использовавшими при их расчленении названия свит, выделенных В.Ф.Беспаловым (1954) в Северном Прибалхашье. Возраст свит принят в работе согласно данным геологов, изучавших их на севере и северо-востоке Баканасской зоны.

Стратиграфическая схема для вышележащих преимущественно вулканогенных образований была разработана геологами ВАГТа совместно с Г.П.Радченко, охарак-

Стратиграфическая схема палеозойских отложений области,
переходной между каледонидами и герцинидами

Система				Краткая характеристика отложений									
Каменноугольная				Верхний		Средний		Нижний				Ярус	
								Турнейский		Визейский		Намюрский	
												<u>Широтный отрезок области</u> Туфы и игнимбриты липарит-дацитового и более кислого состава, в нижней половине туфы дацитового и трахидацитового состава с прослоями песчаников, гравелитов, алевролитов. Мощность до 1500 м	
												Порфириды, реже туфы андезитового, андезит-дацитового и андезит-базальтового состава. Мощность 300-400 м	
												<u>Крайний северо-запад области</u> Известняки, глинистые известняки, мергели, известковистые алевролиты. Мощность до 300 м	
				Верхний		Франкский		Живетский		Зифельский		Алевролиты, полимиктовые песчаники, известняки, сверху - прослои гравелитов и конгломератов. Мощность до 1000-1200 м	
												Песчаники, алевролиты, известняки. Мощность около 1000 м	
												Песчаники, алевролиты, известняки, прослои туфов среднего и кислого состава. Мощность 400-500 м	
												Диабазы, диабазовые порфириды, иногда спилиты, андезит-базальтовые и андезитовые порфириды, редкие прослои туфов, небольшие линзы яшм, быстро выклинивающиеся прослои песчаников и алевролитов; в северном направлении толща замещается вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами. Мощность 600-1000 м	
												Туфы и лавы липаритового и липарит-дацитового состава, в подчиненном количестве туфиты, туфопесчаники, алевролиты, гравелиты; внизу отдельные покровы порфиритов андезитового и андезит-базальтового состава. Мощность от 800 до 1600-2000 м	
				Нижний								Кайдаульская свита Андезитовые, андезит-базальтовые порфириды, реже туфы такого же состава, иногда диабазовые порфириды, единичные линзы кистых лав и туфов; преимущественно сверху прослои и линзовидные пачки песчаников, алевролитов, конгломератов. Мощность от 700-1200 до 2000 м Туфы, иногда лавы липаритового состава, прослои туфопесчаников, туфогравелитов. Мощность 80-300 м	
												?	
				Верхний								Чередование пачек конгломератов с горизонтами полимиктовых песчаников (обычно косослоистых), редко алевролитов; быстро выклинивающиеся прослои порфиритов, которые в северо-западном направлении исчезают. Видимая мощность возрастает к северо-западу - 1200-2600 м	
				Нижний		Венлокский						Полимиктовые песчаники, реже алевролиты, с горизонтами и пачками гравелитов, конгломератов (иногда вулканомиктовых). Мощность 700-1300 м	
												Полимиктовые песчаники и алевролиты (местами кварц-полевошпатовые) с флишомидным характером переслаивания, линзы известняков. Мощность 1700-2300 м	
												Полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, линзы яшм и известняков. Мощность 350-600 м	
				Верхний		Ашгийский						<u>Акбаставская антиклиналь</u> Эффузивы и туфы андезитового, реже андезит-базальтового, дацитового и более кислого состава, переслаивающиеся и фашиально замещающиеся вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, туфоконгломератами, иногда алевролитами; сверху невыдержанная пачка известняков. Мощность около 2500 м	
				Средний								Спилиты, альбитизированные диабазы и базальтовые порфириды, пачки, прослои и линзы яшм, яшмо-кварцитов и кремнистых алевролитов. Мощность более 700 м	

Таблица 4

Стратиграфическая схема палеозойских отложений краевой части
Джунгаро-Балхашской герцинской области

Система	Отдел	Ярус	Краткая характеристика отложений
Триасовая	Нижний		Трахитовые, трахилипаритовые (эгирии-рибекитовые) порфиры и их туфолавы, сверху трахидацитовые и трахиандезитовые порфириты. Мощность от 0 до 200-500 м
Пермская	Верхний	Татарский	Базальтовые, трахибазальтовые (преобладают сверху), диабазовые порфириты, иногда покровы андезит-базальтовых, андезитовых порфиритов и их щелочных разностей, незначительное количество туфов, малочисленные линзовидные прослои и пачки вулканомиктовых песчаников, конгломератов, гравелитов, алевролитов, редко известняки; внизу отдельные горизонты туфов, туфобрекчий и туфолав трахилипаритового, иногда дацитового состава. Мощность до 1200-2000 м
		Казанский	Кармысская свита. Преимущественно туфогенные песчаники, гравелиты, туффиты, прослои туфов трахилипаритового, липаритового и трахидацитового состава. Мощность от 0 до 350-540 м
	Нижний	Кунгурский	Кызылкийинская свита. Частое переслаивание туфов, игнимбритов, иногда лав трахидацитового, дацитового, трахилипаритового и трахиандезитового состава, туффитов, песчаников (в основном туфогенных), алевролитов, конгломератов, гравелитов. Мощность 850-1300 м
		Артинский	
		Сакмарский	Колдарская свита. Туфы и игнимбриты трахидацитового и более кислого состава, очень редко лавы, прослои туффитов, туфогенных и вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов, известняков; местами покровы базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов. Мощность 600-2000 м
Каменноугольная	Верхний		
	Средний		Керегетасская свита. Туфы трахидацитового, андезит-дацитового, трахиандезит-дацитового состава, прослои и линзы игнимбритов трахидацитового, трахилипаритового состава, туффитов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Мощность до 2400 м
	Нижний	Найорский	Каркаралинская и калмакэмельская свиты нерасчлененные. Андезит-базальтовые, реже андезитовые и базальтовые порфириты, их туфы, горизонты туфопесчаников, конгломератов; в нижней половине местами преобладают конгломераты, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, порфириты (андезитовые, иногда андезит-базальтовые) в виде отдельных покровов. Мощность до 1700 м
		Визейский	
Девонская	Верхний	Фаменский	Песчаники, известковистые песчаники, известняки, мергели, прослои туфов и туффитов липарит-дацитового состава. Мощность 0-600 м
		Франский	Туфопесчаники, алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты, туфы липарит-дацитового состава, известняки; сверху толщи - одни терригенные породы (песчаники, немного алевролитов). Мощность более 1000 м
	Средний	Живетский	Песчаники и алевролиты с горизонтами туфов и туффитов липаритового, липарит-дацитового состава, иногда прослои известковистых песчаников; по северному краю в основании маломощные покровы андезитовых и базальтовых порфиритов. Мощность 900-1000 м
		Эфельский	Переслаивание туфов липарит-дацитового и липаритового состава, туффитов, песчаников, туфопесчаников, алевролитов, редкие горизонты гравелитов. Мощность более 2000 м
	Нижний		

Таблица 4

Стратиграфическая схема палеозойских отложений краевой части
Джунгаро-Балхашской гершинской области

Система	Отдел	Ярус	Краткая характеристика отложений
Триасовая	Нижний		Трахитовые, трахилипаритовые (эгирины-рибекитовые) порфиры и их туфлавы, вверху трахидацитовые и трахиандезитовые порфириты. Мощность от 0 до 200-500 м
Пермская	Верхний	Татарский	Базальтовые, трахибазальтовые (преобладают вверху), диабазовые порфириты, иногда покровы андезит-базальтовых, андезитовых порфиритов и их щелочных разностей, незначительное количество туфов, малочисленные линзовидные прослои и пачки вулканомиктовых песчаников, конгломератов, гравелитов, алевролитов, редко известняки; внизу отдельные горизонты туфов, туфобрекчий и туфолав трахилипаритового, иногда дацитового состава. Мощность до 1200-2000 м.
		Казанский	Кармысская свита. Преимущественно туфогенные песчаники, гравелиты, туффиты, прослои туфов трахилипаритового, липаритового и трахидацитового состава. Мощность от 0 до 350-540 м
	Нижний	Кунгурский	Кызылкининская свита. Частое переслаивание туфов, игнимбритов, иногда лав трахидацитового, дацитового, трахилипаритового и трахиандезитового состава, туффитов, песчаников (в основном туфогенных), алевролитов, конгломератов, гравелитов. Мощность 850-1300 м
		Артинский	
		Сакмарский	Колдарская свита. Туфы и игнимбриты трахидацитового и более кислого состава, очень редко лавы, прослои туффитов, туфогенных и вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов, известняков; местами покровы базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов. Мощность 600-2000 м
Юрская	Верхний		
			Керегетасская свита. Туфы трахидацитового, андезит-дацитового, трахиандезит-дацитового состава, прослои и линзы игнимбритов трахидацитового, трахилипаритового состава, туффитов, туфоконгломератов,

ного возраста северного обрамления Баканасской зоны были изучены М. Б. Мычником, А. А. Розенкранцем и другими, использовавшими при их расчленении названия свит, выделенных В. Ф. Беспаловым (1954) в Северном Прибалхашье. Возраст свит принят в работе согласно данным геологов, изучавших их на севере и северо-востоке Баканасской зоны.

Стратиграфическая схема для вышележащих преимущественно вулканогенных образований была разработана геологами ВАГТа совместно с Г. П. Радченко, охарак-

теризовавшим флористические комплексы (Стааль, Розенкранц, Ковалева, 1956; Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1964; Радченко и др., 1968). Эта схема не претерпела существенных изменений, но некоторые ее положения были подвергнуты справедливой критике со стороны А.С. Кумпана (Кумпан, Добрецов, Митрофанова, 1968). Критические замечания касались в основном выделения в качестве стратиграфических подразделений перми кислых и щелочных вулканитов, большая часть которых, как выяснилось в ходе детальных геологических исследований, имеет интрузивный характер залегания (силлы) и более молодой возраст — самый конец палеозоя и, возможно, начало мезозоя. В табл. 4 толща основных эффузивов верхней перми соответствует кенжибайской, коктобинской и ашикудукской свитам вместе взятым по схеме А.А. Розенкранца — Г.П. Радченко, содержащим растительные остатки татарского яруса (Радченко и др., 1968), или курайлинской свите А.К. Мясникова (Стратиграфическое . . . , 1971). Самая верхняя, палеонтологически не охарактеризованная толща отвечает бериктасской и тансыкской свитам (толщам) А.А. Розенкранца. Абсолютный возраст ее, по имеющимся сведениям (Розенкранц и др., 1964), несколько противоречит геологическим данным: определенный К—Аг методом по биотиту возраст субвулканических эгирин-рибекитовых трахилипаритовых порфиров с левобережья р. Аягуз равен 295 ± 10 млн. лет при константе распада (K), равной 0,557, или 282 млн. лет при $K = 0,584$, т.е. древнее поздней перми, согласно шкале Г.Д. Афанасьева и других (1964).

Изучением магматических пород занимались многие геологи: на Чингизе и в смежных районах — А.Н. Бугаец, В.И. Гоньшакова, В.Н. Зырянов, Г.Ф. Ляпичев, М.Б. Мычник, Н.В. Полянский, Н.А. Севрюгин, Э.Ю. Сейтмуратова, М.Н. Сергиева, В.Н. Федоров; в Тарбагатае — В.Е. Гендлер, К.Н. Ерджанов, М.С. Козлов, Д.А. Ми-
ннеев, Е.Н. Савочкина, Н.А. Севрюгин, А.В. Степанов, В.Г. Чуйкова; в восточном и в северо-восточном Прибалхашье — В.Е. Гендлер, Е.Н. Савочкина, В.Г. Чуйкова; в северо-западном Предчингизье — И.Л. Дорохов, А.М. Курчавов и другие. Схемы расчленения магматических образований на комплексы были предложены для позднего палеозоя — впервые в 1947 г. Н.А. Севрюгиным (1959, 1965а), В.Г. Чуйковой (1957), В.Е. Гендлером и Т.П. Семеновой (1962), И.Л. Дороховым (1968), а для раннего — среднего палеозоя — Г.Ф. Ляпичевым (Геология . . . , 1962). Обобщающую схему по всему северо-востоку и востоку Центрального Казахстана составили В.К. Монич, Г.Ф. Ляпичев, Н.В. Полянский и Н.А. Севрюгин (1968). Довольно многочисленны определения абсолютного возраста. Они проводились почти исключительно К—Аг методом в различных лабораториях, неодинаковы по качеству и потому часто значительно расходятся между собой, нередко противоречат и геологическим данным. Результаты геохронологических исследований приводятся в статьях Н.А. Севрюгина и Т.П. Семеновой (1960), В.Е. Гендлера и Т.П. Семеновой (1962), В.Н. Федорова (1962), Г.Ф. Ляпичева и других (1966), Т.П. Семеновой и других (1966; Семенова, Гендлер, Степанов, 1966), Р.Н. Соболева и Ю.А. Боршевского (1966), Э.К. Шугрина, Т.П. Семеновой, К.Г. Куликовского (1966), И.Л. Дорохова (1968), Э.Ю. Сейтмуратовой (1968), в монографии Т.П. Семеновой (1969) и содержатся в ряде других работ.

Собранный в процессе детальных исследований последнего десятилетия богатый петрологический материал, изменения в индексировке вмещающих толщ и новые радиологические определения позволили внести некоторые коррективы и уточнить возрастную принадлежность отдельных комплексов и массивов (главным образом позднепалеозойских). В приводимой ниже краткой характеристике интрузивных комплексов учтены все наиболее важные из имеющихся к настоящему времени сведений. Магматические породы сгруппированы в три тектоно-магматических цикла: допалеозойский, каледонский и герцинский. Комплексы субвулканических малых интрузий нами не рассматриваются.

Древнейшими магматическими образованиями региона являются породы ультраосновного состава, большей частью сильно измененные. Они имеют незначительные по площади выходы и повсеместно тектонические контакты. Выходы ультраосновных пород обычно образуют линейно вытянутые пояса, приуроченные к зонам

разрывных нарушений надвигового типа. Пространственно они ассоциируют с разновозрастными яшмо-диабазовыми или спилит-диабазовыми толщами и различными габброидами, что послужило основанием для выделения офиолитовых комплексов (Михайлов, 1962).

Несколько тел, сложенных серпентинитами, перидотитами (лерцолитами) и габбро, обнажается в субширотной Муржик-Аркалыкской зоне по северной окраине Чингизского антиклинория, среди основных вулканитов нижнего кембрия. Самый крупный из них – массив Шаппан, находящийся в юго-восточной части хр. Муржик. Аналогичное положение ультраосновные породы занимают в районе гор Токай, также на северо-западном погружении Чингизского антиклинория. Мелкие выходы серпентинитов размером до 300×600 м известны и в Абралинском синклиории по р. Шаткалан, среди отложений нижнего – среднего ордовика.

Наиболее протяженный ультрабазитовый пояс располагается вдоль юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В чингизском секторе видимая длина его превышает 60 км. Отдельные тела состоят из серпентинитов, лиственитов и относительно слабо измененных габбро и габбро-амфиболитов; размеры их колеблются от $200-300 \times 500$ до 700×800 м (правобережье р. Арсалан, район горы Каранай и другие выходы). Цепочка гипербазитов прослеживается вдоль южного крыла Балкыбекской антиклинали по контакту двух близких в формационном отношении толщ – нижнего – среднего кембрия и среднего – верхнего ордовика, локализуясь преимущественно среди ордовикских эффузивов. В хр. Тарбагатай протяженность эмеэвикового пояса достигает 100 км (Михайлов, 1962). В пояс объединяются довольно редкие тела серпентинитов, серпентин-тальковых, тальк-хлоритовых пород, лиственитов, габбро, крайне редко перидотитов. Форма их удлиненная, максимальные размеры порядка $(1000-1800) \times (600-700)$ м. Структурно они также приурочены к северному краю полосы развития яшмо-диабазового комплекса среднего-верхнего ордовика, вытягиваясь местами вдоль контакта с кембрийскими породами.

Дискуссионен вопрос о возрасте гипербазитов, что в равной степени относится и к районам за пределами рассматриваемой территории. Их соотношения с палеозойскими образованиями всюду тектонические. Время же магматического становления остается неизвестным. Наблюдаемая пространственная связь с древнейшими формациями эвгеосинклинального ряда может служить доводом в пользу допалеозойского из возраста, как это предполагается для Альпийского пояса Евразии (Пейве, 1969).

Интрузивные комплексы каледонского тектоно-магматического цикла распространены главным образом в пределах центральных частей Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Основные сведения о каледонских интрузиях и особенностях их структурного положения помещены в табл. 5. Мы считаем необходимым дополнительно остановиться лишь на геологическом обосновании возраста выделяемых комплексов, так как радиохронологические определения большей частью неточны.

Породы среднекембрийского габбро-плагиигранитного комплекса развиты среди вулканогенных и осадочно-вулканогенных накоплений нижнего-среднего кембрия. На правобережье р. Кольденен (Бельсу) Кольдененский массив трансгрессивно перекрывается аркозами сасыксорской свиты (майский ярус среднего кембрия).

Толщей, вмещающей чаганский комплекс, на всем протяжении его выходов служит торткудукская серия (верхний кембрий – тремадок). Верхняя возрастная граница комплекса определяется налеганием во многих местах на относящиеся к нему массивы осадков бестамакской свиты (верхний лландейло – нижний карадок). Близкие по составу и времени внедрения массивы среднеордовиковского гранодиоритового комплекса прорывают образования абаевской свиты и вышележащие известняки; последние содержат возле обнажающего к югу от гор Кадыр Базамбайского массива фауну, характерную для пограничных слоев нижнего и среднего карадока. Галька интрузивных пород в изобилии встречается в основании толщи, относящейся к самым верхам среднего ордовика и к верхнему ордовику (горы Кадыр). Выходы среднеордовиковских интрузивов с перерывами прослеживаются параллельно выходам чаганского комплекса из района горы Атей через излучину

р. Шаган, горы Дуана и Аркалык вплоть до южных склонов хр. Муржик на расстоянии около 150 км.

Позднеордовикский диоритовый комплекс обнажается среди осадочных и вулканогенных пород карадока. В базальных горизонатах нижнего силура (лландовери), слагающего крылья Акбастауской антиклинали, содержится галька диоритов и кварцевых диоритов. Обильная галька катаклазированных диоритов и плагиогранитов известна также в отложениях лландовери и венлока на южном склоне хр. Западнй Тарбагатай (Савочкина, 1960).

Массивы позднесилурийского и раннедевонского гранитоидных комплексов относятся к крупнейшим среди каледонских. Они слагают два самостоятельных интрузивных пояса, породы которых в целом близки по геолого-петрографическим особенностям и условиям залегания. Сведения о вмещающих и прорывающих их образованиях приводятся в главах III и IV.

Внедрение среднедевонского комплекса лейкократовых (до аляскитовых) и щелочных гранитов завершает магматическую деятельность каледонского цикла. Породы этого комплекса лишены верхней стратиграфической границы и не имеют четкой структурной приуроченности. Они местами пространственно связаны с интрузивами позднесилурийского комплекса, но чаще с вулканическими постройками раннего – среднего девона. Р.С. Качурин, В.Н. Киньшаков, М.А. Оренбургский и другие считают, что гранитные штоки, прорывающие северные части крупных гранодиоритовых массивов (Нарынского, Сарыкольского, Баимбетского), являются последней, четвертой фазой (фазой дополнительных интрузий) единого силурийского комплекса. Некоторые геологи, основываясь на радиологических данных, относят эти граниты к позднедевонскому комплексу малых интрузий (Ляпичев и др., 1966; Монич и др., 1968). Автор вслед за Н.В. Аксаментовой, Р.М. Антошюком, А.М. Подольским (1966) и рядом других исследователей полагает, что формирование небольших тел лейкократовых и щелочных гранитов произошло, вероятнее всего, в среднем девоне, в самом конце или сразу после извержений вулканистов кайдаульской свиты, с кислыми и слабо щелочными разностями которой они обнаруживают петрохимическую связь.

Герцинские интрузии наиболее широко развиты в областях сочленения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория со структурами Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской складчатых систем, где образуют сложно построенные пояса. Распространены они также в краевых частях этих систем и изредка встречаются в центральной части мегантиклинория. Герцинские интрузивные комплексы обычно формировались длительно (все они многофазные) и в несколько различные интервалы геологического времени по разные стороны от мегантиклинория (в Прибалхашской и Прииртышской зонах). В названных зонах породы близких по времени становления комплексов отличаются, кроме того, еще и по составу (табл. 6).

Данные, изложенные в табл. 6, нуждаются в кратких комментариях, касающихся в основном возраста магматических образований и сопоставления их с известными интрузивными комплексами. Наиболее определенное положение в хронологии геологических событий герцинского тектоно-магматического цикла занимают два самых ранних комплекса. Гранодиориты Ушбулакского массива, относящиеся к балхашскому комплексу, прорывают отложения живетского (в других районах и франского) яруса девона и в свою очередь перекрываются базальными конгломератами среднего визе (каркаралинская свита). Возраст аягузского диорит-гранодиоритового комплекса фиксируется на основании прорывания им отложений коконьской свиты нижнего визе и нахождения интрузивных пород в гальке базальных конгломератов кокпектинской свиты нижнего намюра (Козлов, 1966; Дубинин, Козлов, 1967).

Остальные магматические комплексы лишены четких верхних стратиграфических границ, и поэтому их возраст в той или иной степени условен. Он далеко не всегда достаточно точно устанавливается и с помощью радиологических исследований, которые очень противоречивы и во многих случаях дают явно заниженные, а в других – явно "омоложенные" значения. Как правило, более древние значения имеют определения абсолютного возраста гранитоидных комплексов пестрого состава, обусловленного широко проявленными процессами гибридизма. Это относится в первую очередь к массивам раннепермского комплекса на южном склоне

Таблица 5

Интрузивные комплексы каледонского

Комплекс	Краткая петрографическая характеристика (в порядке внедрения интрузивных фаз)	Морфология	Структурная приуроченность
Среднедевонский	Слабо порфировидные лейкократовые до аляскитовых, реже нормальные биотитовые граниты; щелочные граниты	Удлиненные в плане штокообразные тела центрального типа, мелкие штоки	Чингизский антиклинорий, Абралинский синклинорий
Раннедевонский	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, сненит-диориты; адамеллиты; калиевые граниты, граносиениты, аплитовидные граниты	Межформационные и приразломные массивы	Чунайский синклинорий и зона сочленения его с Чингизским антиклинорием
Позднесилурийский	Диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты; гранодиориты, адамеллиты; биотит-роговообманковые и биотитовые граниты	Плитообразные межформационные массивы	Юго-западное крыло Чингизского антиклинория

* Определения оптическим методом по роговой обманке, данные Э.Ю. Сейтмуратовой (1968).

Абсолютный возраст				
Массив	Порода	Способ определения К-Аг методом	Значения, млн. лет	Авторы работ, содержащих результаты определений
Сарыколь-ский	Биотитовый гранит	По биотиту	370-377	Г.Ф.Ляпичев и др. (1966)
"	То же		375-385 *	То же
Саргалдакский	Лейкократовый гранит	По биотиту	406±10	М.А. Оренбургский и др.
Сарычекинский	Гранодиорит Калиевый гранит	По валу	360-400	Н.А. Севрюгин, Т.П. Семенова (1960)
"			390	В.Н. Федоров (1962)
"			350	То же
Бакшокинский		По биотиту	428±20	В.И. Титов
"		По валу	320±15	"
Ашисуй-ский	Гранодиорит	По биотиту	432-435	Г.Ф. Ляпичев и др. (1966)
"	"		400,410 *	
Баимбетский	"	По биотиту	428-435	Г.Ф. Ляпичев и др. (1966)
Сарыколь-ский	"	То же	421-423	То же
"	"		405-415 *	
Четский	"	По биотиту	425-432	Г.Ф.Ляпичев и др. (1966)
"	"		415-430 *	
Нарынский	"	По валу с пересчетом по биотиту	В среднем 359	Т.П. Семенова
Сарыколь-ский	Биотитроговообманковый гранит	По биотиту	388-414	Г.Ф. Ляпичев и др. (1966)
"	То же		390-412 *	
Нарынский	"	По биотиту	386-406	Т.П. Семенова
"	"	То же	437-459	Р.С. Качурин и др.
"	"	Изотопное разбавление	368	То же

Таблица 5

Комплекс	Краткая петрографическая характеристика (в порядке внедрения интрузивных фаз)	Морфология	Структурная приуроченность
Позднеордовикский	Диориты, кварцевые диориты, плагиограниты	Массивы трещинного типа	Акбастауское и другие поднятия в переходной области от каледонид к герцинидам
Среднеордовикский	Диориты, гранодиориты, кварцевые диориты, мелкозернистые лейкократовые граниты (многофазный комплекс)	Массивы трещинного типа	Атейский прогиб
Ранне-среднеордовикский (чаганский)	Гранодиориты, переходящие в кварцевые диориты, сиенит-диориты, граносиениты; плагиограниты, по составу отклоняющиеся к нормальным гранитам	Трещинные и трещинно-пластовые массивы	Северо-восточный борт Бастамакского прогиба
Среднекембрийский	Габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гибридные плагиогранодиориты; плагиограниты, гибридные разности типа тоналитов; мелкозернистые граниты	Небольшие трещинные тела, лакколиты, реже штоки	Ранние геосинклинальные поднятия Чингизского антиклинория

хр. Тарбагатай (Базарский, Жаманегинский и другие массивы), в меньшей степени к некоторым средне-позднекаменноугольным массивам (например, Альджанскому) Прииртышской зоны¹. Названный и остальные гранит-гранодиоритовые массивы Прииртышской зоны некоторыми геологами относятся к змеиногорскому комплексу позднего карбона (Севрюгин, 1965а).

¹ Удревнение значений радиологического возраста многие склонны объяснять интенсивной гибридизацией (Богданов и др., 1969).

Абсолютный возраст				
Массив	Порода	Способ определений К-Аг методом	Значения млн. лет	Авторы работ, содержащих результаты определений
Подгорненский	Катаклазированный плагиогранит	По валу	435 (?)	В.Е. Гендлер, Т.П. Семёнова (1982)
Базамбайский	Гранодиорит	По валу	362,412	А.Г. Денисюк и др.
"		По биотиту	502,537	То же
"		"	492	"
"		"	368,352	"
"		"	300	"
"	диорит	"	256	"
Шаганский (Бестамакский)		По биотиту	432-440	Г.Ф. Ляпичев и др. (1966)
Карлыбулакский			463±15	А.Г. Денисюк и др.
"		То же	438±15	То же
"		По роговой обманке	В среднем 450	
Канчингязский	Плагиогранит	По биотиту	547	М.А. Оренбургский и др.
"	Кварцевый диорит	То же	537±15 495±15	А.Г. Денисюк и др.

В Прибалхашской зоне, в районах северо-западного Предчингизья, плутоны гранодиоритового состава сопоставляют с топарским интрузивным комплексом среднего карбона (И.Л.Дорохов, А.М.Курчавов и другие) и связывают с вулканогенным комплексом калмакэмельской свиты (намюр - средний карбон). Более правильно, однако, считать их комагматично связанными с вулканогенными толщами керегетасской свиты среднего-верхнего карбона. С такой трактовкой лучше согласуются радиологические данные: К-Аг возраст по биотиту топарских гранитоидов равен в среднем 332 ± 15 (Дорохов, 1968) и 334 ± 4 млн. лет (Сатпаев и др., 1964), а флористически охарактеризованных туфов керегетасской свиты - 330 ± 10 млн. лет (Розенкранц и др., 1964; Сатпаев и др., 1964). Аналогичного мнения придержи-

Интрузивные комплексы герцинского

Комплекс	Краткая петрографическая характеристика (в порядке внедрения интрузивных фаз)	Морфология	Распространение
Позднепермский - раннетриасовый (?)	Лейкократовые биотитовые граниты; аляскитовые до субщелочных граниты, реже щелочные граниты и граносиениты; лейкократовые аплитовидные граниты, гранофиры	Приразломные и трещинные тела различных размеров, реже изометричные массивы центрального типа (например, Маканчинский)	Прибалхашская Восточная часть зоны. Комплексы образуют субшироко ориентированные магматические пояса
Раннепермский	Гранодиориты, адамеллиты, граносиениты и другие гибридные разновидности вплоть до диоритов, сиенит-диоритов и габбро; нормальные биотитовые, биотит-роговообманковые граниты	Приразломные и лакколитообразные межформационные массивы	
Позднемелноугольный	Лейкократовые граниты, местами приближающиеся по составу к аляскитам; нормальные биотитовые граниты	Приразломные и межформационные массивы	Незначительное преимущественно в крайней западной части зоны
Средне-позднекаменноугольный	Габбро, диориты; гранодиориты, граносиениты, реже кварцевые диориты	Трещинные и небольшие межформационные тела	
Раннекаменноугольный (балхашский)	Гранодиориты и их гибридизированные разновидности; биотит-роговообманковые и биотитовые до лейкократовых граниты	Морфология не ясна	Вскрываются в ядре Ушбулакской брахиклинали (восточная часть зоны)

Абсолютный возраст				
Массив	Порода	Способ определения К-Аг методом	Значения, млн. лет	Авторы работ, содержащих результаты определений
зона				
Кызылкия (лево-бережье р. Аягуз)	Субшелочной гранит-порфир	По биотиту	289±10	А. А. Розенкранц и др. (1964)
Батпакский	Субшелочной гранит	По валу	223	В. Е. Гендлер, Т. П. Семенова (1962)
Некрасовский	То же	То же	223, 240	То же
"	Щелочной гранит	"	212	"
Каиндинско-Койтасский	Пегматит	По калиевому полевоому шпату	230	"
То же	Лейкократовый гранит	По валу	255-274	Р. С. Качурин и др.
Кызылкайнарский	То же	То же	283, 291	В. Е. Гендлер, Т. П. Семенова (1962)
Батпакский		По валу	170-310 (276-26)	Т. П. Семенова и др. (1966)
"		По концентра-там цветных минералов	280-316 (306±11,6)	То же
Базарский	Гранодиорит	По биотиту	328-329	В. Е. Гендлер, Т. П. Семенова (1962)
"	Кварцевый диорит	То же	300	Р. С. Качурин и др.
Жаманегинский			312-313	То же
Колдарский	Гранодиорит	По валу	262, 283, 285, 333	В. Е. Гендлер, Т. П. Семенова (1962)
Ушбулакский	Лейкократовый биотитовый гранит	То же	295	То же
"	Гранодиорит	По биотиту	285	Р. С. Качурин и др.
"	"	То же	307	То же
Бохтинский		По биотиту	308-310 292-315	Р. Н. Соболев, Ю. А. Боршевский (1966)
Бохтинский и другие			307±15*	И. Л. Дорохов (1968)
Бохтинский и другие		По биотиту	332-336	И. Л. Дорохов, А. М. Курчавов
Ушбулакский	Биотит-рого-вообманковый гранит	По биотиту	359±10, 360±10	Г. А. Суслов, Э. Б. Диаров и др.
"	Биотитовый гранит	То же	346±10	То же

Комплекс	Краткая петрографическая характеристика (в порядке внедрения интрузивных фаз)	Морфология	Распространение
Пермский	Лейкократовые и биотитовые граниты; аляскитовые граниты	Изометричные в плане кольцевые массивы, штокообразные тела и штоки	Прииртышская* Массивы Эдрей, Кувский и несколько более мелких расположены в подвижных участках северо-западного погружения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория
Позднекаменноугольный - раннепермский	Биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, редко гранодиориты; лейкократовые граниты, граносиениты; гранит-порфиры	Массивы центрального типа, удлиненные в северо-западном, реже меридиональном направлениях; многие из них имеют концентрическое строение	Елининские массивы (например, Сарышокин-ский) расположены в сводовой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория
Средне-позднекаменноугольный	Габбро, габбро-диориты, диориты; гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, тоналиты, граносиениты; биотитовые и биотит-роговообманковые граниты	Крупные массивы батолитового типа, вытянутые в северо-западном направлении	
Раннекаменноугольный	Габбро-диориты, диориты, гранодиориты и плагиогранит-порфиры (аягузский комплекс) Габбро, диориты (саурский комплекс)	Небольшие массивы и мелкие тела трещинного типа, вытянутые в северо-западном направлении	Юго-западная часть зоны (Тарбагатай) Северо-восточная часть зоны

* Определения проводились калий-аргоновым, свинцово-

(окончание)

Абсолютный возраст				
Массив	Порода	Способ определения К-Аг методом	Значения, млн. лет	Авторы работ, содержащих результаты определений
зона				
Аркад, Догалан, Койтас	Лейкократовый биотитовый гранит	По валу	От 263^{+9} до 323^{+1} 252-265	В. И. Титов Н. А. Севрюгин, Т. П. Семенова, (1960)
Койтас		То же	261	То же
Догалан		"	233-238	"
Эдрей		"	242-251	"
Кувский		По биотиту	265-290	Р. Н. Соболев, Ю. А. Борщевский (1966)
Акжайлуу	Лейкократовый гранит	По цветным минералам	270-308 ($293^{+9,5}$)	Т. П. Семенова, В. Е. Гендлер, А. В. Степанов (1966)
Окпектинский		По валу	215 ?	В. Е. Гендлер, Т. П. Семенова (1962)
Биесимасский		По биотиту	270-274	То же
Сиректасский		То же	286-297	Э. К. Шугрин, Т. П. Семенова, К. Т. Куликовский (1966)
"	Порфиroidный гранит	По валу	243-284	То же
Жаксыкойтасский		То же	230^{+8}	М. С. Козлов и др.
"		По биотиту	$304,332$	То же
"		То же	331	"
Арчалы, Ордатас, Уйтас	Пегматоидный гранит	"	в среднем 283^{+10}	В. И. Титов
Арчалы		По валу	255-259	Н. А. Севрюгин, Т. П. Семенова (1960)
Акбиик		То же	235-249	То же
Сарышокинский			303^{+10}	А. Г. Денисюк и др.
"	Лейкократовый гранит	То же	292, 296	То же
Бугасский (Сандыктасский)	Тоналит Биотитовый гранит	По роговой обманке	319	Э. К. Шугрин, Т. П. Семенова, К. Т. Куликовский (1966)
То же		По концентрации цветных минералов	308-315	То же
Бокалыкский		По биотиту	317, 320, 339, 344	М. С. Козлов и др.
"		То же		То же
Альджанский		"	348^{+15}	В. И. Титов
"		По валу	282	Н. А. Севрюгин, Т. П. Семенова (1960)
Бойляукский		То же	322	То же

изотопным и рубидиево-стронциевым методами.

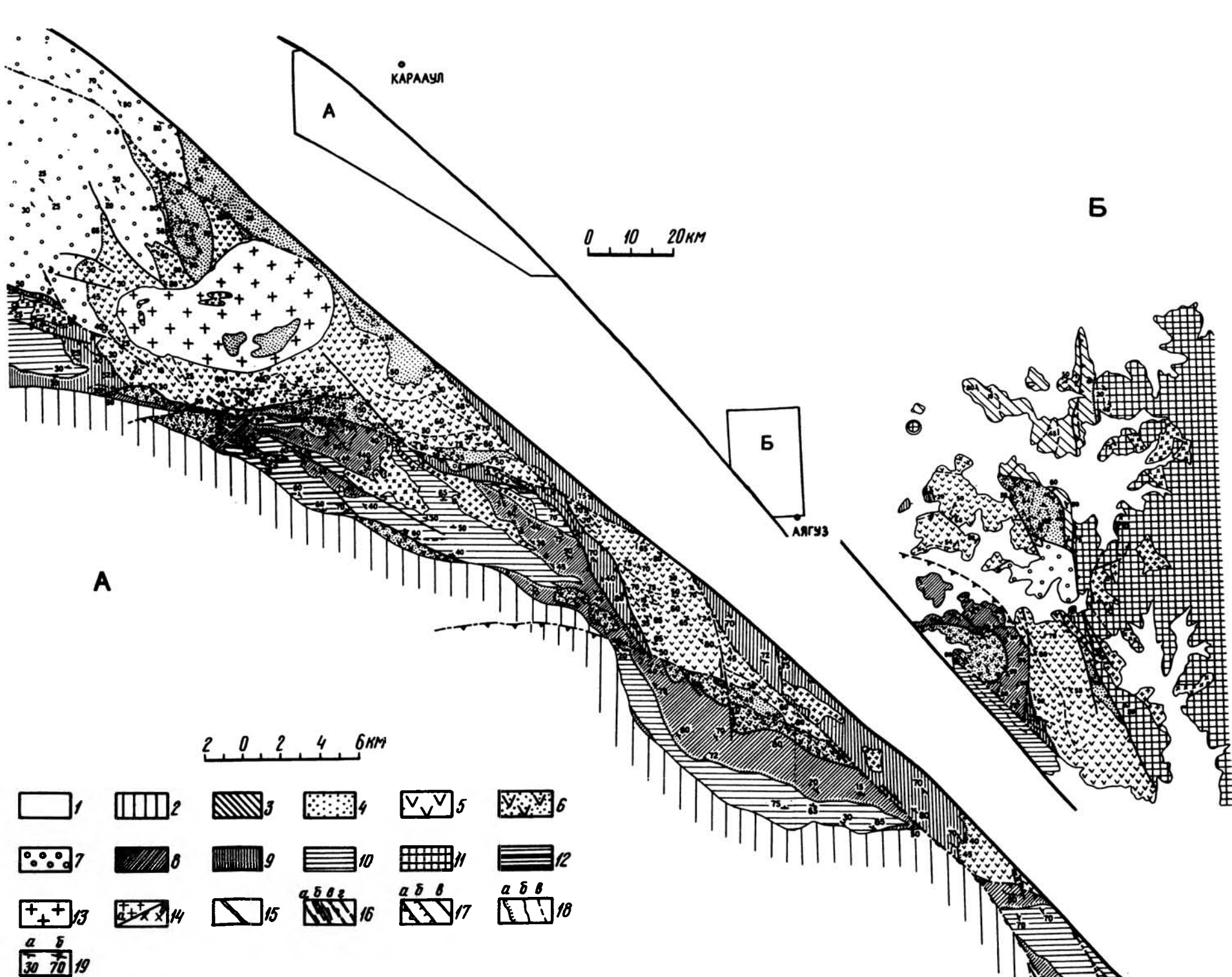


Рис. 20. Геологические схемы Сар'юхинского прогиба (А) и его юго-восточного окончания (Б). Составлены с использованием материалов: А — А.Г. Денисюка, Н.А. Клепикова, В.Н. Киньшакова, М.А. Оренбургского, В.З. Ячкова и др.; Б — М.С. Козлова, В.П. Полесского и др.

На рисунке показано расположение схем А и Б относительно Чингизско-го разлома.

1 — кайнозойские отложения; 2 — талдыбояская свита верхнего карадок; 3 — отложения верхов нижнего карадок и верхнего ордовика; 4 — найманская свита нижнего — среднего ордовика; 5 — сар'юхинская свита нижнего ордовика; 6 — найманская и сар'юхинская свиты в сокращенных мощностях; 7 — верхний кембрий, торкудукская серия; 8–11 — средний кембрий; 8 — сасыксорская свита, 9 — майдакская свита, 10 — агырекская свита, 11 — майдакская и агырекская свиты нерасчлененные; 12 — джангабульская свита нижнего кембрия; 13 — позднепалеозойские гранитоиды Сар'юхинского массива; 14 — среднекембрийские граниты (а), гранодиориты и диориты (б); 15–16 — разломы Чингизской системы; 15 — Чингизский сдвиг, 16 — оперяющие его сбросы (а), сдвиги (б), надрывы (в) и разрывы с невыясненным характером смещений (г); 17 — более древние разрывные нарушения: надрывы (а), сбросы (б), прочие разломы (а); 18 — границы несогласного залегания (а), нормального стратиграфического и интрузивного контактов (б) и простирания слоев (в); 19 — элементы залегания: нормальное (а) и перевернутое (б)

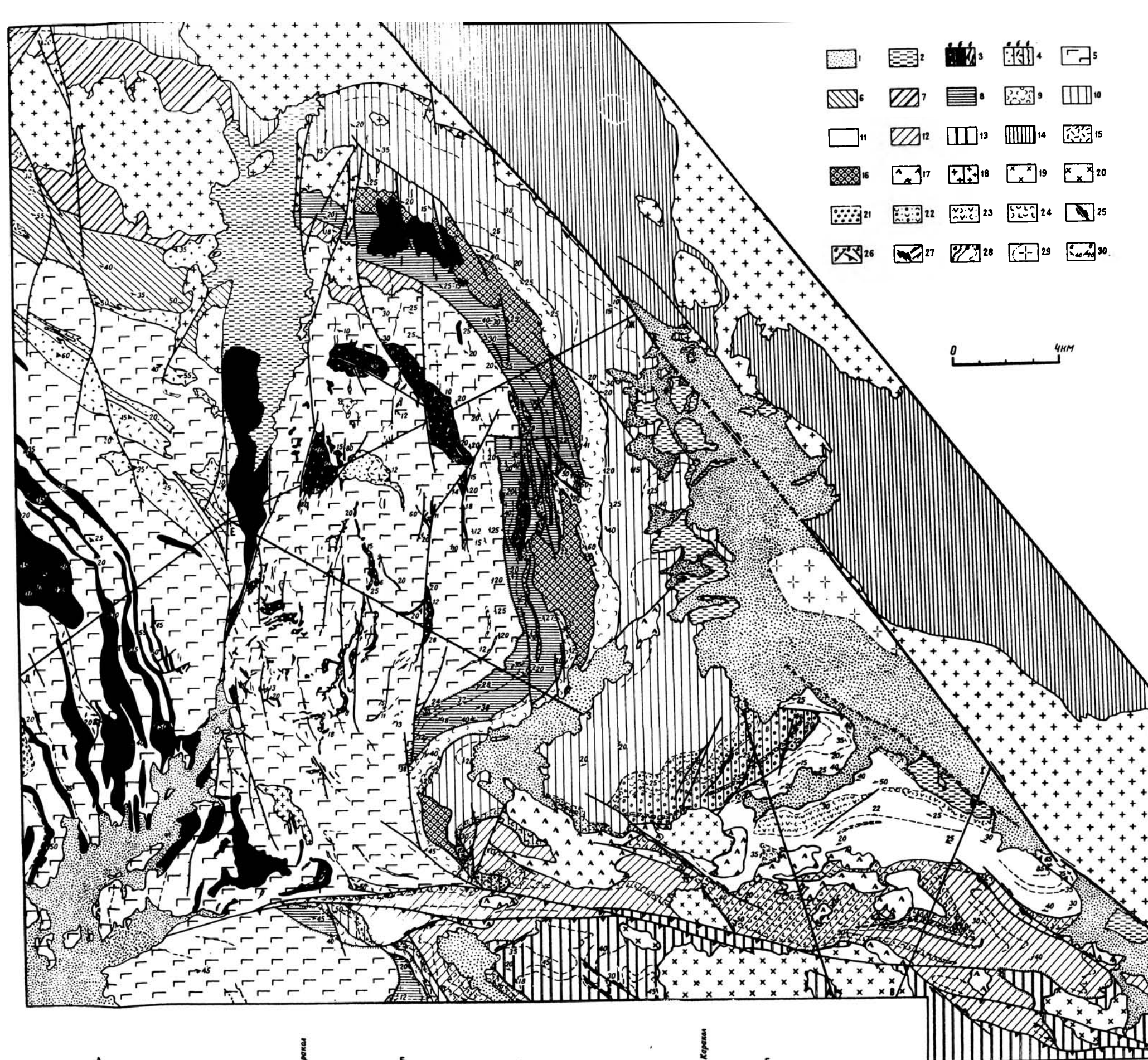


Рис. 57. Геологическая карта Кызылжальской мулды и прилегающих районов. Составлена с использованием материалов Э.Б. Диарова, Р.С. Качурина, А.Ф. Степаненко и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения павлодарской свиты неогена; 3 — покровы (а), субвулканические массивы, силлы (б) и крутопадающие дайки (в) трахидацитов и трахитовых порфиров, реже трахиандезитовых порфиров поздней перми — раннего триаса (?); 4 — покровы и силлы (а), субвулканические и жерловые тела (б), дайки (в) трахилипаритовых, иногда дацитовых порфиров поздней перми; 5 — толща эффузивов основного состава поздней перми; 6 — кызыл-кинская свита верхов нижней перми; 7 — колдарская свита верхнего карбона — нижней перми; 8 — кызылжальская толща верхнего карбона; 9–10 — кергетская свита среднего — верхнего карбона; 9 — верхняя подсвита, 10 — нижняя подсвита; 11 — калмакская свита намора — среднего карбона; 12 — каркаралинская свита среднего визе — намора; 13 — отложения живетского яруса; 14 — керасченские отложения верхнего ордовика — нижнего силура; 15–17 — субвулканические комплексы; 15 — раннепермские трахиандезитовые — трахипаритовые порфиры, 16 — позднекаменноугольные — раннепермские (ахшюкские) базальтовые, иногда андезитовые и трахиандезитовые порфиры, 17 — среднекаменноугольные трахиандезитовые, реже андезитовые порфиры; 18–20 — интрузивные комплексы: 18 — ранне- и позднепермские лейкократовые граниты, граносиениты и гранодиориты, кварцевые диориты и моноклиты, 19 — срелне-позднекаменноугольные диориты и гранодиориты, 20 — досреднеизейские (балхашские) гранодиориты, биотитовые, биотит-роговообманковые, лейкократовые граниты, кварцевые диориты и моноклиты; 21–24 — маркирующие горизонты и пакки: 21 — конгломератов, 22 — трубообломочных туфогенно-осадочных пород, 23 — туфов и туфогенов среднего состава, 24 — эффузивов и пирокластов среднего, реже основного состава; 25 — Чингизский сдвиг; 26–27 — другие разломы; 28 — сбросы (а), надрывы (б) и разрывы с невыясненным характером перемещений; 29 — сдвиги (а) и зоны сдвиговых дислокаций (б); 28 — границы: несогласные (а), согласные и интрузивные (б), отдельных маркирующих горизонтов (в); 29 — контур пермских гранитоидов под кайнозойскими отложениями; 30 — элементы залегания слоев (а) и полостности в вулканических породах (б)

Рис. 58. Геологические разрезы Кызылжальской мулды и северного крыла Ушбулакской брахитиклинали

Линии разрезов и условные обозначения см. на рис. 57

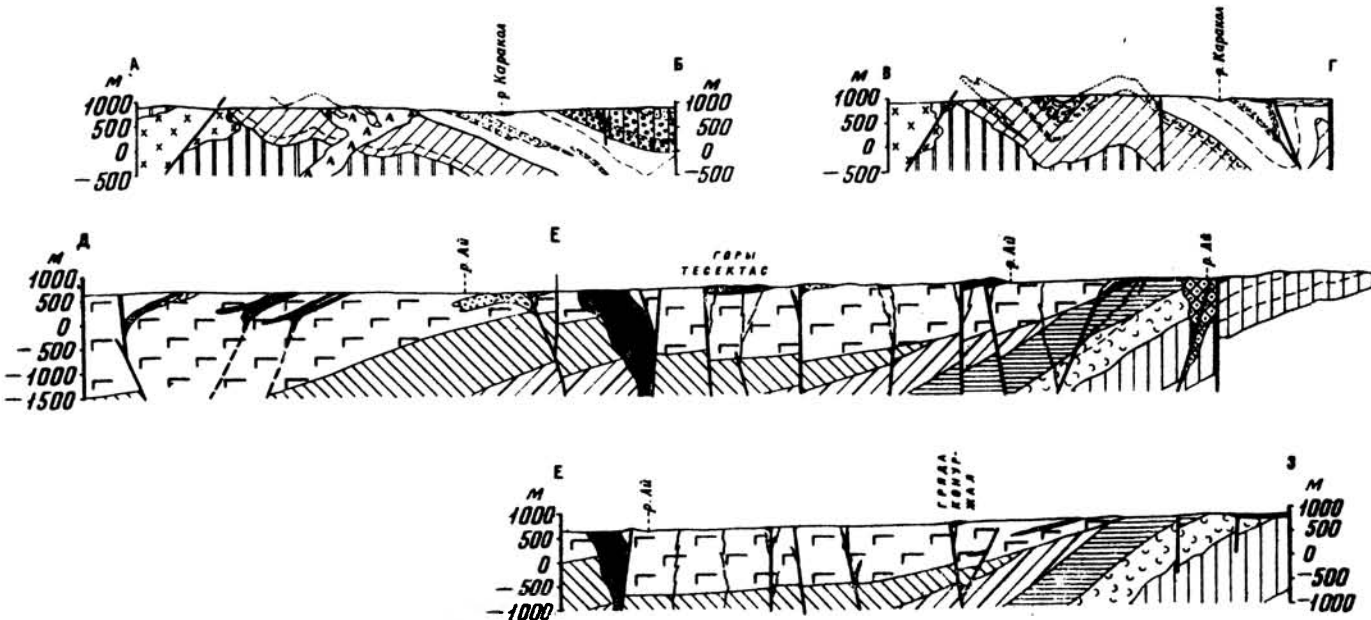


Рис. 65. Дайковое поле Батпакского интрузивного массива (А) и реконструкция тектонических полей напряжений этапа его становления (Б). Схема (А) составлена с использованием материалов Р.С. Качурина, А.К. Мясникова, Е.Н. Савочкиной, А.Ф. Степаненко и др.

1 — кайнозойские отложения; 2 — стратифицированные толщи среднего — верхнего палеозоя, линии их простирания и элементы залегания; 3–4 — гранитоиды Батпакского массива; 5 — раннепермский интрузивный комплекс; 6 — позднепермский — раннетриасовый (7) комплекс; 5–7 — дайки, выходящие: 5 — по речным субдолинам (а) и локальным радиальным (б) отрывам, 6 — вдоль крупных сколов 1–4 (а) и 2–4 (б) генераций, 7 — по зонам пластического сдвига; 8–10 — разломы: 8 — региональные, 9 — сдвиги 1–4 (а) и 2–4 (б) генераций, 10 — сбросы и сбросо-сдвиги (а), надрывы и взбросы (б), разрывы сложным или невыясненным характером перемещений (в).

На врезе (Б) 11–13 — региональное поле напряжений: 11 — направление действия главных сжимающих усилий, 12 — траектории алгебраических минимальных главных нормальных напряжений (показаны на участках развития трещин отрыва), 13 — траектории максимальных касательных напряжений на участках разрыва сколов 1–4 (а) и 2–4 (б) генераций; 14–15 — местное поле напряжений: направления действия наибольшего сжатия, 15 — траектории максимальных касательных напряжений (пунктиром изображены отрезки, вдоль которых нет данных); 16 — границы Батпакского массива (а), в том числе предполагаемые (б)

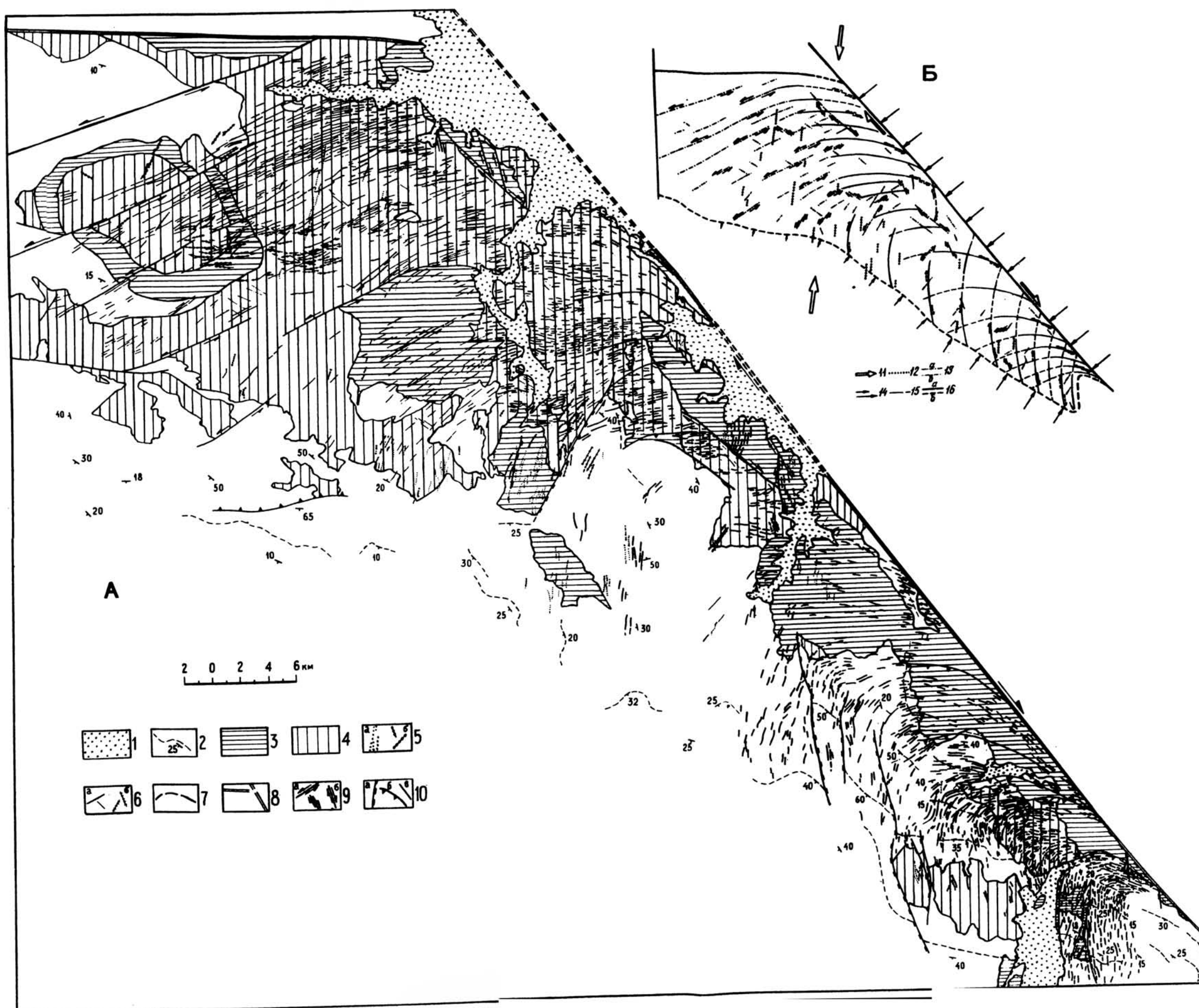


Рис. 44. Геологическая схема юго-западного крыла Чингизского разлома в районе гор Машан. Составлена с использованием материалов М.А. Оренбургского, Э.К. Сушкова, В.Н. Штрота

1–2 — среднедевонские интрузии; 1 — дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров, 2 — алякитовые и лейкократовые биотитовые граниты; 3–4 — ранне-среднедевонские субвулканические образования; 5 — граносиенит-порфиры, щелочные гранит-порфиры, 4 — микрогранит-порфиры, кварцевые порфиры (а) и дайки гранит-порфиров, эффузивов, кварцевых порфиров (б); 5 — роговообманковые гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры и плагиопорфиры, 6 — дайки андезитовых порфиров и диабазов; 7–8 — вулканические образования кайдаульской свиты нижнего — среднего девона: 7 — кварцевые порфиры и их туфовые, 8 — порфиры от андезитового до дацитового состава, вверху альбитовые, и их туфы; 9 — позднесилурийские гранитоиды; 10 — осадочно-вулканические породы верхнего ордовика; 11 — терригенные отложения саргалдакской свиты нижнего карадок; 12–13 — бестамакская свита палеозоя — нижнего карадок; 12 — туфогенно-терригенные отложения, 13 — известняки бестамакского горизонта; 14 — ранне-среднеордовикские гранодиориты и плагиограниты; 15 — верхний кембрий — тремадок, торкудукская серия; 16 — нерасчлененные отложения нижнего палеозоя; 17 — Чингизский сдвиг; 18 — другие разломы: сбросы (а), надрывы (б), сдвиги (в), с невыясненным характером смещений (г); 19 — элементы залегания слоев (а), ориентировка полостности в покровах (б) и субвулканических телах (в)

ваются Е.В. Рыбалтовский (Стратиграфическое . . . , 1971), О.М. Гаек (там же) и другие.

Лейкократовые и биотитовые граниты северо-западного Предчингизья относят к позднекаменноугольному калдырминскому комплексу. Становление калдырминского комплекса происходило, по-видимому, не только в позднем карбоне, но частично и в перми. Для сравнения укажем, что абсолютный возраст трахидашитовых порфиров из нижней части палеонтологически хорошо охарактеризованной колдарской свиты (верхний карбон – нижняя пермь) равен 310 ± 15 млн. лет (Розенкранц и др., 1964; Сатпаев и др., 1964), возраст же биотита Саякского интрузива, прорывающего отложения, синхронные колдарской свите, равен в среднем 303 ± 13 млн. лет (Сатпаев и др., 1964).

Пермские массивы аляскитов в Прииртышской зоне сопоставляют с калбинским интрузивным комплексом (Севрюгин, 1965а), а в северо-западном Предчингизье их относят к акчатаускому комплексу. Возраст позднекаменноугольного – раннепермского гранитового комплекса в Прииртышской зоне устанавливается по радиохронологическим данным и по соотношению с другими распространенными в этой зоне комплексами.

Самой молодой толщей, которую прорывают магматические породы, относящиеся к раннепермскому комплексу Прибалхашской зоны, является колдарская свита верхнего карбона – нижней перми. На размытой поверхности Колдарского массива местами залегают базальные горизонты кызылкинской свиты верхней части нижней перми. Не исключено, что становление интрузивного комплекса началось уже в позднем карбоне.

Образования последнего, позднепермского – раннетриасового (?) комплекса Прибалхашской зоны прорывают палеонтологически доказанные отложения верхней половины верхней перми. Характерные для комплекса щелочные (эгирин-рибекитовые) и субщелочные граниты, по-видимому, комагматичны эгирин-рибекитовым порфирам бериктасской толщи верхней перми – нижнего триаса (?). Обломки гранитов в изобилии содержатся в толще конгломератов нижней юры.

Щелочные гранитоиды встречаются не только в Прибалхашской зоне, но также и в Прииртышской. Обычно они выделяются в самостоятельный магматический комплекс под названием “среднего верхнепалеозойского” (Севрюгин, 1953, 1965а; Геология . . . , 1962; Монич и др., 1968), становление которого произошло в перми. Взгляд на его природу в Чингизском регионе был пересмотрен А.Н. Бугаецом и другими, (1965), В.Н. Зыряновым (1969), которые установили, что подавляющее большинство щелочных разностей является метасоматическими фациями краевых и апикальных частей гранитных массивов, образовавшихся в самом конце позднего палеозоя в условиях резкой гипабиссальности. На метасоматическое происхождение щелочных гранитоидов северного склона хр. Тарбагатай указывали в 1963 г. В.Е. Гендлер, Э.А. Северов, В.Г. Чуйкова, а позднее Д.А. Минеев. В настоящее время нет убедительных данных в пользу выделения обособленного щелочного комплекса. Метасоматические породы щелочного состава могут быть связаны с гранитами и сиенитами разного возраста: и позднепермского – раннетриасового (в Батпакском массиве), и пермского (массив Кыш-Орда), и позднекаменноугольного – раннепермского (Акжайляу, Биесимас, Ордатас, Акбиик и другие), и даже среднедевонского (Абралинский массив).

ТЕКТОНИКА

Для чингизского региона основы тектонического районирования впервые были разработаны Н.Г. Марковой (1948), которая подробно разобрала морфологию выделенных ею структур Чингизской антиклинальной, а также Северо-Балхашской и Иртышской синклинальных зон, и наметила историю их развития. Результаты следующего этапа геологических исследований Чингизского мегантиклинория и смежных с ним зон нашли отражение в структурной схеме, опубликованной А.Н. Севрюгиным (1959), и в тектонической (структурно-формационной) схеме, составленной Р.А. Борукаевым (Геология . . . , 1962). Представления последнего

получили развитие в ряде работ, проведенных на базе более детальных исследований (Севрюгин, 1965б; Полянский и др., 1966; Титов, Нахтигаль, Ермоленко, 1966; Жаутиков, 1968; и др.).

Тектоника Тарбагатая освещена гораздо менее полно, Краткая обобщающая сводка по этому району написана П.А.Ренгартеном (Геология . . . , 1967). Более полные сведения касаются главным образом вопросов истории формирования структур (Афоничев, 1960; Плюшев, Нехорошев, 1962; Голышев, Филатова, 1968). Среди работ, в той или иной степени посвященных описанию тектонического строения и развития Северо-Восточного Прибалхашья, следует отметить статьи П.А. Ренгартена (1958), Н.А.Афоничева (1960, 1967), Т.В.Перекалиной, А.А.Розенкранца, М.В.Ташининой (1966), книгу А.С.Кумпана, Г.Л.Добрецова, К.В.Митрофанова (1969). Тектоника области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья рассматривается для районов западного и северо-западного Предчингизья в работах Н.Р.Асатуллаева и других (1965), В.Г.Тихомирова (1966), Б.Я.Журавлева и Е.П.Успенского (1971а).

Краткая характеристика глубинного строения всего региона на основании обобщения большого количества материалов приводится в сборнике "Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным" (1969). Как указывают его авторы, поверхность Мохоровичича плавно погружается в сторону Иртыш-Зайсанской области, где залегает на глубине 49 км. Мощность земной коры в районе Акчатауского антиклинория и юго-западного склона Чингизского мегантиклинория равна 43 км, а в краевой зоне Джунгаро-Балхашской области меняется от 42 до 39 км.

Гораздо более изломанный характер имеет положение кровли геофизического "базальтового" слоя. Максимальное ее поднятие приурочено к Акчатаускому антиклинорию и смежным с юго-запада структурам (глубина залегания около 8 км) и Аркалыкскому антиклинорию (до 10 км). В первом из указанных районов фиксируется самая большая для Центрального Казахстана (наряду с Кокчетавской глыбой) мощность "базальтового" слоя - 35 км. Наибольшая мощность гранитной коры (включая "гранитный" и "диоритовый" слои) отмечается в Чунайском синклинии и в зоне сочленения Чингиз-Тарбагатаяского мегантиклинория с Иртыш-Зайсанским мегасинклинием (соответственно 12 и 14-15 км).

Тектоническое районирование

Тектоническая схема (рис.3) составлена на основании сравнительного формационного анализа материала, приведенного кратко в табл.1-4. При этом учитывались степень дислоцированности различных толщ и возраст дислокаций, характер несогласий между структурно-формационными комплексами, а также особенности интрузивного магматизма. Автор стремился показать стадийность и пространственную неоднородность геосинклинального процесса на востоке Центрального Казахстана, которые нашли отражение в появлении однотипных, возникших в сходных тектонических условиях формаций на разных стратиграфических уровнях в пределах различных структурных зон.

В складчатых системах выделены геосинклинальные и орогенные комплексы (этажи), соответствующие основным этапам развития областей каледонской и герцинской складчатости. Геосинклинальные комплексы подразделены на два структурных яруса, отвечающих двум стадиям собственно геосинклинального этапа развития - стадии преобладающего прогибания и стадии резкой дифференциации тектонических движений, предшествующей орогенному этапу. Переход от одной стадии к другой всюду четко фиксируется сменой формационных рядов - раннегеосинклинальных и позднегеосинклинальных, а во многих структурах и проявлением крупных несогласий.

Начало орогенного этапа развития связано с эпохой установления режима устойчивого воздымания геосинклинальной системы, что находит отражение в появлении формаций орогенного ряда. Образование же орогенных структур в ряде

мест происходит несколько позднее. Это приводит к тому, что раннеорогенные формации могут входить в геосинклинальный складчатый комплекс, будучи дислоцированными вместе с позднегеосинклинальными формациями, и отделяться от более поздних орогенных формаций структурным несогласием. Структурные несогласия большей частью разделяют и ярусы орогенных комплексов, которые обособляются по тем же принципам, что ярусы внутри геосинклинальных комплексов. Количество орогенных ярусов в разных складчатых системах неодинаково.

Геосинклинальное развитие рассматриваемой территории происходило крайне неравномерно. В области каледонской складчатости по времени смены формационных рядов ранне- и позднегеосинклинальной, а также раннеорогенной стадий выделяются зоны ранней, промежуточной и поздней консолидации. К первой относятся Аркалыкский и Чингизский антиклинории и расположенный между ними Чунайский синклинорий. Вторая зона охватывает Тундык-Ашисуыйский, Абралинский синклинорий и Акчатауский антиклинорий. Зона поздней консолидации включает юго-западный борт Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и смежный каледонский геосинклинальный комплекс в области, переходной к герцинидам, а также каледонское основание в краевой части Иртыш-Зайсанской складчатой системы (Карбо-чинский антиклинорий).

Во всех перечисленных зонах каледонид геосинклинальные комплексы характеризуются однотипными наборами формаций. В сложении нижнего яруса, обнажающегося в антиклинориях и в бортах синклинориев, ведущую роль играют зеленокаменные вулканические серии базальтоидного ряда (спилиты, диабазы, базальтовые порфириды и их производные), кератофиры; среди осадочных пород преобладают яшмы и другие кремнистые разности, а также терригенные отложения грауваккового состава¹. Для формаций верхнего яруса характерны порфириды андезитового и андезит-базальтового состава, часто зеленокаменно измененные, в заметном количестве встречаются кислые дифференциаты. Среди осадков много кремнистых и тонкообломочных отложений, но местами присутствуют грубообломочный материал кварц-полевошпатового, полимиктового (аллохтонный) и вулканомиктового (автохтонный) состава и рифогенные известняки; участками развиты флишеидные толщи. Количество осадочных пород вверх по разрезам повсеместно увеличивается.

Возрастные объемы обоих ярусов различны в разных структурных зонах. Нижний ярус в зоне ранней консолидации объединяет яшмо-диабазовую, спилит-кератофировую, андезит-базальтовую, кремнисто-граувакковую, кремнисто-известково-терригенную и переходные между ними формации нижнего - среднего кембрия (ерементавская серия, джангабульская, агырекская, майданская, сасыксорская свиты) и верхнего кембрия (в Аркалыкском антиклинории - ордатасская свита и торткудукская серия). В Чингизском антиклинории к этому ярусу относится интрузивный габбро-плагиогранитный комплекс среднего кембрия. В промежуточной по времени консолидации зоне нижний ярус включает базальт (спилит)-кремнисто-граувакковую формацию нижнего-среднего ордовика (Абралинский синклинорий и Акчатауский антиклинорий), а в зоне позднекаледонской консолидации яшмо-спилит-диабазовую формацию среднего - нижней половины верхнего ордовика (к юго-западу от названных структур).

К верхнему ярусу геосинклинального комплекса зоны раннекаледонской консолидации относится группа осадочно-вулканогенных формаций второй трети верхнего кембрия - среднего ордовика в Чингизском антиклинории (торткудукская серия, сарышокинская, найманская, абаевская, бестамакская, саргалдакская свиты) и нижнего - верхнего ордовика в Чунайском синклинории. Возраст близких в формационном отношении толщ зоны более поздней консолидации - нижний силур в Тундык-Ашисуыйском синклинории (балыктинская свита), верхний карадок в Абралинском синклинории и верхний ордовик на северном крыле Акчатауского антикли-

¹ Докембрийские (?) осадочные породы (туфогенно-кремнистые и тонкотерригенные) рассматриваются в качестве фундамента каледонского геосинклинального комплекса.

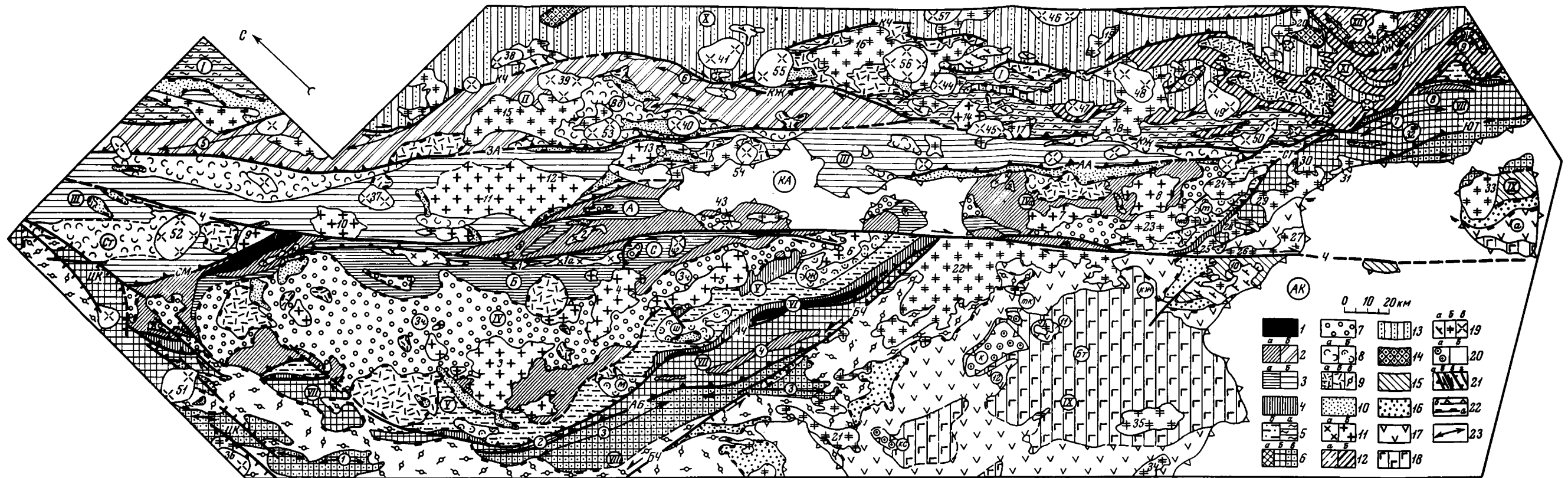


Рис.3. Тектоническая схема Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и смежных структур

Область каледонской складчатости. 1 - выступы докембрийского основания; 2-6 - геосинклинальный комплекс: 2-3 - зона ранней консолидации; 2 - нижний структурный ярус, сложенный раннегеосинклинальными формациями нижнего - среднего (а) и нижнего - верхнего (б) кембрия, 3 - верхний структурный ярус, сложенный позднегеосинклинальными формациями верхнего кембрия - среднего ордовика (а) и верхнего кембрия - позднего ордовика (б), 4-5 - зоны промежуточной по времени консолидации: 4 - нижний ярус, сложенный раннегеосинклинальными формациями верхнего кембрия (?) и раннего - среднего ордовика, 5 - верхний ярус, сложенный позднегеосинклинальными формациями верхнего ордовика - нижнего силура (а), позднегеосинклинальными и раннеорогенными формациями верхнего ордовика - лlandoвери (б), 6 - зоны поздней консолидации: а - нижний ярус, сложенный формациями среднего - верхнего ордовика, б, в, - нижний и верхний ярусы нерасчлененные, сложенные ранне-, позднегеосинклинальными и раннеорогенными формациями среднего ордовика - нижнего силура (б), среднего (верхнего) ордовика - верхнего (?) силура (в); 7-10 - орогенный комплекс: 7-8 - раннеорогенные структуры, сложенные формациями: 7 - верхнего ордовика, 8 - верхнего лlandoвери - лудлова (а) и венлока (б), 9 - структуры, сложенные формациями: нижнего девона - нижнего живета (а), нижнего девона - эйфеля (б), нижнего девона - франа (в), 10 - позднеорогенные структуры, сложенные формациями фамена - нижнего визе; 11 - интрузивные комплексы: а - позднегеосинклинальные (ранне-среднеордовикские массивы: 1 - Шаганский, 1а - Карлыбулакский, среднеордовикский массив: 2 - Базамбайский); б - орогенные (позднесилурийские массивы: 3 - Ашисуйский, 4 - Баимбетский, 5 - Сарыкольский, 6 - Четский, 7 - Нарынский, 8 - Китайский, раннедевонские массивы: 9 - Муржикский, 10 - Телекесорский, 11 - Сарычекинский, 12 - Киндыктасский, 13 - Бакшокинский, 14 - Батырбекский).

Области герцинской складчатости. 12-14 - Иртыш-Зайсанская область: 12,13 - геосинклинальный комплекс: 12 - нижний ярус, сложенный раннегеосинклинальными формациями венлока - франа (а) и верхнего живета + франа (б), 13 - верхний ярус, сложенный позднегеосинклинальными и раннеорогенными формациями нижнего визе - нижнего намюра, местами турне - нижнего визе, 14 - орогенный комплекс, сложенный формациями среднего карбона; 15-18 - Джунгаро-Балхашская область: 15 - геосинклинальный комплекс, верхний ярус, сложенный позднегеосинклинальными формациями нижнего - среднего девона, 16-18 - орогенный комплекс: 16 - нижний ярус, сложенный формациями среднего визе - среднего карбона, 17 - средний ярус, сложенный формациями среднего карбона - нижней перми, 18 - верхний ярус, сложенный формациями верхней перми, местами верхней перми - нижнего триаса (?); 19 - интрузивные комплексы: а - позднегеосинклинальные, б - раннеорогенные (средне-позднекаменноугольные массивы: 15 - Бойляукский, 16 - Альджанский, 17 - Бокалыкский, 18 - Жаманбатпактасский, 19 - Бугасский, 20 - Тюемай-накский, 36 - Бохтинский, раннепермские и позднекаменноугольные - раннетриасовые ? массивы: 21 - Койтасский, 22 - Батпакский, 23 - Каиндинско-Койтасский, 24 - Бииккызыльский, 25 - Жаманегинский, 26 - Атабайский, 27 - Некрасовский, 28 - Сандыктасский, 29 - Атпасский, 30 - Базарский, 31 - Чигаракский, 32 - Актасский, 33 - Маканчинский, 34 - Колдарский, 35 - Кызылкайнарский), в - позднеорогенные (позднекаменноугольные - раннепермские массивы: 36 - Бохтинский, 37 - Дегеленский, 38 - Акбиик, 39 - Арчалы, 40 - Ордатас, 41 - Уйтас, 42 - Сарышокинский, 43 - Бирликский, 44 - Алтуайтский, 45 - Жаксыкойтасский, 46 - Сиректасский, 47 - Биесимасский, 48 - Акжайлау, 49 - Жильдыкаринский, 50 - Окпектинский, пермские массивы: 51 - Кувский, 52 - Эдрей, 53 - Догалан, 54 - Койтас, 55 - Аркат, 56 - Каракультас, 57 - Кандыгатай). 20 - наложенные мульды и впадины, выполненные формациями нижней юры (а), нижней юры и в основном кайнозоя (б); 21 - глав-

ные разломы: а - надвиги, б - сдвиги, в - сбросы, г - прочие; 22 - границы палеозойских наложенных структур (а) и мезозойско-кайнозойских депрессий (б); 23 - шарниры линейных антиклинелей. Пунктиром показаны границы (в том числе и разломы) под кайнозойским чехлом.

Кружковые обозначения отдельных структур. Синклинии: I - Тундык-Ашисуйский, III - Чунайский, V - Абралинский, X - Западно-Жарминский, XI - Сарсазанский; антиклинории: II - Аркалыкский, IV - Чингизский, IVa - Тарбагатайский, VI - Акчатауский, XII - Карбогинский; VII - юго-западный борт Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория; VIII - переходная зона к герцинидам Джунгаро-Балхашской области; IX - краевая (Баканаская) зона Джунгаро-Балхашской области. Геосинклинальные прогибы (мегасинклинали): А - Атейский, Б - Бестамакский, С - Сарышокинский. Брахисинклинали (орогенные прогибы и впадины): Ст - Сюрюльтауская, Зч - Западно-Чингизская, Вд - Восточно-Доголанская, Бт - Бериктасская, м - Майкараганская, ш - Шабундинская, ж - Жумакая, жд - Жельдыкаринская, т - Тюлькулинская, с - Сарыманская; мульды: кс - Коксалинская, к - Курайлинская, тк - Торткульская, кж - Кызылжалыская, а - Аркалдинская. Антиклинали: 1 - Отызбесская, 2 - Жауыртагинская, 3 - Акбастауская, 4 - Балкыбекская, 5 - Найманжалыская, 6 - Аркалыкская, 7 - Найзенская, 8 - Сулужотинская, 9 - Ойкезеньская; брахиантиклинали: 10 - Ушбулакская, 11 - Кармысская, 12 - Акбальчикбулакская. Мезозойско-кайнозойские впадины: КА - Караульская, АК - Алакольская.

Разломы: ЦК - Центрально-Казахстанский, СМ - Северо-Муржикский, АЧ - Акчатауский, АБ - Акбастауский, БЧ - Балхаш-Чингизский, Ч - Чингизский, АА - Аягуз-Ашисуйский, СТ - Северо-Тарбагатайский, ЮТ - Южно-Тарбагатайский, ЗА - Западно-Аркалыкский, КЖ - Карасу-Жартасский, КЧ - Калба-Чингизский, АЖ - Акжалыский

нория (акдомбакская свита). Верхний ярус зоны позднекаледонской консолидации включает кремнисто-терригенную формацию ашгиллия и флишодную формацию нижнего - среднего лландовери. Кроме того, в состав верхнегеосинклинального яруса первой из перечисленных зон входят ранне-среднеордовикские диорит-гранодиоритовые комплексы, а последней зоны - позднеордовикский диорит-плагиогранитный интрузивный комплекс.

В пределах зоны раннекаледонской консолидации первые орогенные формации, свидетельствующие о начале преобладающего воздымания геосинклинальной системы, выполняют структуры орогенного класса. Фациально изменчивые аллохтонные терригенные и карбонатно-терригенные отложения полимиктового состава (морские молассы), выше обычно сменяющиеся существенно вулканогенными толщами, среди которых много краснокаменно перерожденных вулканитов от среднего до кислого состава, а также грубообломочного материала (вулканогенные молассы), в Чингизском антиклинории относятся к верхнему ордовика (талдыбойская и намасская свиты), в Аркалыкском антиклинории и в Чунайском синклинории - к верхнему лландовери - низам лудлова (доненжальская и аягузская свиты). В Абралинском синклинории нижние молассы похожего строения относятся к ашгиллию - лландовери (включают альпенскую свиту) и структурно входят в верхний ярус геосинклинального складчатого комплекса; орогенные формы сложены базальтовой наземной (?) толщей венлока (жумацкая свита). В зоне поздней консолидации с геосинклинальным комплексом структурно тесно связаны терригенные и вулканогенно-осадочные молассы среднего лландовери - венлока (юго-западный борт Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория) и верхнего лландовери - низов лудлова (переходная к герцинидам область).

К типично орогенному, в понимании А.А. Моссаковского (1965), комплексу каледонид, залегающему на складчатом основании с региональным структурным несогласием, относится повсеместно распространенная континентальная порфировая формация нижнего - среднего девона (кайдаульская свита). В наиболее поздние орогенные формации Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория включены сравнительно маломощные карбонатно-терригенные отложения фамена - нижнего визе, их мощность возрастает лишь по границе с Иртыш-Зайсанским мегасинклинорием. К зоне ранней консолидации приурочены интрузивные пояса гранитоидного состава (поздний силур и ранний девон) и малые гранитные интрузии (средний девон).

На юго-западной окраине Иртыш-Зайсанского мегасинклинория в геосинклинальном складчатом комплексе распространены формации, сложенные мелководными и прибрежными кремнисто-терригенными, карбонатно-кремнисто-терригенными преимущественно мелкообломочными осадками с подчиненным количеством вулканогенных пород среднего, иногда основного и кислого состава. Эти толщи достигают больших мощностей: в Карбогинском антиклинории ($S_{1w}-D_{3fr}$) - до 3 км, в Сарсазанском синклинории ($D_{2gv2}-D_{3fr}, C_{1v1}$) - до 4 км, в Западно-Жарминском (C_{1v1}, v_3-p_1) - свыше 4,5 км. В верхнем структурном ярусе ($C_{1v1}-p_1$) формации приобретают черты, присущие нижним молассам (коконьская, сиректаская свиты); с ними пространственно связаны раннекаменноугольные интрузии габбро-диоритового состава. Собственно орогенные структуры (средний карбон) не получили широкого развития; они выполнены континентальной осадочно-вулканогенной формацией кисло-среднего состава (буконьская свита). К зоне сочленения с каледонидами Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория приурочен пояс ранне- и позднеорогенных магматических комплексов, становление которых произошло в интервале средний карбон - пермь.

В краевой части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Баканасская зона) обнажается только верхний ярус геосинклинального комплекса, сложенный морской вулканогенно-осадочной серией девона смешанного состава и включающий раннекаменноугольные гранодиоритовые массивы. Орогенный комплекс имеет отчетливое ярусное строение. Нижний ярус ($C_{1v2}-C_2$) представлен прибрежной осадочно-вулканогенной молассой, обломочный материал которой имеет аллох-

тонное происхождение (каркаралинская и калмакэмельская свиты). В средний ярус (C_2-P_1) входят порфировая формация сложного внутреннего строения и ее разновидности с осадочными отложениями вулканомиктового (автохтонного) состава (керегетасская, колдарская, кызылкийинская свиты). К верхнему ярусу ($P_2-T_1?$) относится контрастная вулканическая серия, в которой преобладают основные эффузивы с щелочным уклоном (формация платобазальтов, субплатформенная базальтовая формация по А. С. Кумпану, Г. Л. Добрецову, К. В. Митрофановой, 1969) и встречаются породы кислоселочного состава. Континентальные образования среднего и верхнего ярусов орогенного комплекса входят в позднепалеозойский вулканический пояс, распространенный на громадной площади (Илийско-Балхашский пояс, по Н. А. Афоничеву, 1967). С вулканическим поясом генетически связаны интрузивные породы, формирование которых происходило на протяжении всего позднего палеозоя и продолжалось, по-видимому, в самом начале мезозоя.

Переходная область между каледонидами и герцинидами Джунгаро-Балхашской системы характеризуется своеобразным формационным набором. Как было отмечено выше, геосинклинальный комплекс представлен формациями, близкими к формационному ряду юго-западного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Но они имеют и некоторые отличия – появляется осадочно-вулканогенная формация андезит-дацитового состава в среднем – верхнем ордовике, венчающаяся рифогенными известняками (Акбастауская антиклиналь), лучше выражена флишеидная формация (нижний – средний лландовери), поднимается возраст нижний моласс (верхи лландовери – низы лудлова). Формации же, относящиеся к орогенному комплексу, по некоторым своим чертам близки к смежным разновозрастным геосинклинальным формациям герцинид. Местами отсутствует главное каледонское структурное несогласие в основании девона, что всегда подчеркивается для районов северо-западного Предчингизья (Аксаментова, Антоноук, 1964; Асатуллаев и др., 1965; Великовская, Журавлев, Успенский, 1966). Кроме того, увеличиваются мощность и полнота вышележащего разреза: типично порфировая формация замещается наземной осадочно-вулканогенной ($D_1-D_2 e$), которая сменяется подводной андезит-базальтовой (D_{2gv}) и прибрежно-морской карбонатно-терригенной ($D_{2gv}-D_{3fr}$) формациями. На отдельных участках встречаются вулканогенные отложения и интрузивные массивы, входящие уже в герцинский орогенный комплекс ($C_{1n}-C_2, C_{2-3}$).

Характеристика складчатых структур и разломов

В центральной и северо-восточной частях региона большинство дислокаций подчинено генеральному северо-западному направлению. Наиболее сильно дислоцированы отложения нижнего яруса каледонского геосинклинального комплекса. Они метаморфизованы сильнее других толщ и смяты в линейные, нередко изоклинальные складки разных порядков, сопровождающиеся большим количеством продольных надвигов и взбросов. Пласты пород наклонены круто, часто "стоят на головах" или имеют опрокинутое залегание. Несогласия внутри яруса имеют сугубо местный характер. Складчатые дислокации в верхнем структурном ярусе не столь напряженные, как в нижнем – наряду с линейными распространены и брахиморфные складки, крылья которых наклонены под средними и даже малыми углами. Осложняющие их разрывы относятся в большинстве случаев к надвигам и сдвигам. Несогласие в основании яруса распространено не повсеместно. Наиболее хорошо оно выражено в пределах Чингизского антиклинория, где довольно многочисленны и часты угловые несогласия внутри верхнего яруса.

Раннеорогенные структуры Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория имеют относительно простое брахиморфное строение, осложненное мелкой складчатостью (нередко глыбовой природы) и разно ориентированными разломами. На антиклинориях это наложенные прогибы (например, Западно-Чингизский) и впадины (например, Восточно-Доголанская), в синклинориях структурное несогласие в их

основании отсутствует. Прогибы в целом вытянуты согласно общему простиранию, впадины отличаются более сложной конфигурацией. Среди девонских орогенных структур преобладают изометричные слабонарушенные формы – пологие вулканические впадины или вулканотектонические депрессии иногда кольцевого строения, резко, дискордантно соотносящиеся со всеми предшествующими структурами. Всяма различно дислоцированы фамен – нижневизейские наложенные мульды и синклинали: наряду со спокойным характером залегания и весьма пологими углами падения пород встречается довольно напряженная (особенно в узких синклиналях) складчатость с развитием мелких линейных форм. Но последняя всюду имеет локальный характер – черты линейности появляются лишь в зонах северо-западных разломов (даже возле относительно небольших нарушений) и быстро затухают в подстилающих отложениях. Подобные поверхностные деформации обусловлены в первую очередь местными тектоническими причинами, а также литологическими особенностями и относительно малой мощностью пород.

Юго-западный склон Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория образует выпуклую к юго-западу складчатую дугу, где все додевонские толши смяты в единые складки, в целом вергентные к ее внешней стороне; по периферии каледонид в одном плане с ними дислоцированы и более молодые отложения, в том числе входящие в герцинский орогенный комплекс. Во внутренних частях дуги (Абразинский синклинорий) преобладают брахиморфные структуры, причем степень деформированности пород заметно уменьшается вверх по разрезу. Дислокации линейного типа (складчатые и разрывные) наиболее интенсивно развиты по наружному краю дуги. В частности, приобретают линейную форму вулканотектонические структуры нижнего-среднего девона; девонские грабены, горсты, ступени ориентированы обычно под небольшим углом к общему простиранию, на что в 1968 г. обратила внимание Н.В. Аксаментова.

Структурный план геосинклинального комплекса Баканасской зоны герцинид повторяет очертания каледонской складчатой дуги. Он наследуется, несмотря на крупное угловое несогласие, также нижним ярусом орогенного комплекса. Все девонские отложения смяты в относительно слабо сжатые линейные складки нескольких порядков, которые сочетаются с брахидислокациями. Углы падения слоев здесь средние ($40-50^\circ$), увеличивающиеся вблизи разломов до крутых ($70-80^\circ$). Среди разломов преобладают продольные по отношению к складчатости нарушения. В нижнем орогенном ярусе распространены брахискладки, местами слабо вергентные; пласты пород на крыльях наклонены довольно круто. Наиболее крупное несогласие (угловое и азимутальное) отмечается в основании среднего яруса; внутри этого яруса много также и местных несогласий. Относящиеся к нему формации выполняют обширные, весьма прихотливых очертаний брахисинклинали и впадины, которые разделяются сравнительно небольшими брахиантиклиналями, куполами или антиклинальными седлами; углы падения крыльев средние до пологих ($40-20^\circ$). Породы верхнего орогенного яруса залегают очень полого, часто почти горизонтально. Они выполняют различных размеров мульды; размещение их в основном наследует более древний структурный план. В этом отношении мульды не являются наложенными, хотя всегда отделяются от подстилающих структур угловыми несогласиями. Среди разрывных нарушений внутри верхних ярусов орогенного комплекса ведущая роль принадлежит разно ориентированным сбросам. Многие специфические особенности строения распространенных структурных форм обусловлены влиянием вулканической тектоники.

Разломы и зоны разрывных нарушений имеют громадное значение на рассматриваемой территории. Они во многом определяют стиль тектонического строения и служат границами важнейших структурных элементов.

Крупнейшей дислокационной зоной является Калба-Чингизский разлом (Северюгин, 1959), известный еще как Иртыш-Зайсанская зона смятия (Геология..., 1962), или Жарминский разлом (Тектоника..., 1966; Геотектоническое..., 1969). Он служит границей между Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатыми системами и геологически наиболее четко выражен к северо-западу от пос. Жарма. Разлом сопровождается зоной смятия шириной до 8-11 км, причем ширина рассланцованных пород в каледонских структурах достигает 3-4 км, а в

герцинских – 5–7 км. Падение плоскостей рассланцевания крутое, большей частью на северо-восток, местами на юго-запад. В зоне смятия выделяются участки повышенного рассланцевания с развитием зеленых сланцев, в которых наиболее интенсивно проявлены гидротермальные процессы (окварцевание пород нижнего карбона – девона). Зона состоит из серии чешуйчатых надвигов северо-западного и запад-северо-западного простирания, которые сопряжены с правыми сдвигами меридионального или север-северо-западного направления, что придает зоне в плане коленчатообразный вид. Амплитуда правых сдвигов достигает 8 км и более, на отрезках с широтным простиранием имеются признаки левосдвиговых смещений.

К разлому пространственно тяготеет серия интрузий всех герцинских комплексов, объединяющихся на глубине, как свидетельствуют геофизические данные, в единое магматическое тело, которое протягивается на многие десятки километров. При этом дискордантные по отношению к господствующим линейным северо-западным структурам изометричные массивы позднеорогенных интрузивных комплексов (C_3 – P_1 , P) обнаруживают связь с узлами сочленения разрывов разных направлений. Среди таких разрывов обязательно присутствуют прямолинейные сдвиги, что наблюдается также и в других зонах разломов северо-восточного крыла Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

Калба-Чингизская зона разломов хорошо выражена геофизически и фиксируется линейно вытянутыми полосовыми аномалиями. В гравитационном поле она отражается узкой относительно отрицательной аномалией, подчеркивающей малую плотность рассланцованных пород в зоне смятия. Аномалии силы тяжести азимутально отчетливо коррелируются с положительной магнитной аномалией, обусловленной гранитоидными интрузиями. Глубина проникновения нарушений по данным количественной интерпретации гравитационных аномалий, оценивается в 13–15 км (Геотектоническое . . . , 1969). К юго-востоку от пос. Жарма Калба-Чингизский разлом как единая зона дислокаций рассеивается. Внутри краевых структур Иртыш-Зайсанского мегасинклинория он сменяется рядом разобщенных, кулисно подставляющих одна другую относительно маломощных зон, которые контролируют размещение позднегеосинклинальных (C_1) и раннеорогенных (C_{2-3}) герцинских

интрузий. Одной из наиболее ярких таких зон является Акжальский дугообразный надвиг (по Н. А. Афоничеву, 1960, Карбогинский разлом), служащий границей Карбогинского антиклинория и Сарсазанского синклинория. Разлом сопровождается полосой рассланцованных, милонитизированных и гидротермально измененных пород мощностью в среднем 0,5 км. Поверхность сместителя погружается довольно круто в сторону более древних пород (внутрь дуги), среди которых вдоль нарушения много мелких тел раннегерцинских габбро и габбро-диоритов.

Западным ограничением Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория служит меридиональная зона Центрально-Казахстанского разлома, называемого еще Карадон-Темиршинским (Богданов и др., 1963; Асатуллаев и др., 1965). Зона расположена на стыке складчатых систем различных направлений – северо-западного (чингизского) и восток-северо-восточного (спасского). Западный край этой дизъюнктивной зоны, ширина которой колеблется от 15 до 30 км, находится в основном за пределами рассматриваемой территории (см. рис. 2, 3). Образующие ее длительно вытянутые разрывы расположены субпараллельно, часто кулисно по отношению один к другому. Длина кулис составляет в среднем 20–30 км. Вблизи сместителей наблюдаются узкие (100–200 м) зоны дробления и окварцевания; плоскости сместителей вертикальны или круто падают на запад. Главная роль в зоне разломов принадлежит нормальным сбросам, обусловившим ступенчатое внутреннее строение: зона состоит из серии сложно сочетающихся асимметричных грабенов и горстов. Блок к западу от нее является в целом более опущенным; там к югу от широты Кувского пермского гранитного массива распространен герцинский орогенный комплекс. На отдельных участках имели место и горизонтальные правосдвиговые перемещения, амплитуда которых оценивается в 15 км (Суворов, Самыгин, 1966). Сбросо-сдвиговые подвижки происходили и по длительно вытянутым разрывам, встречающимся значительно восточнее, вплоть до меридиана пос. Кайнар.

По имеющимся геологическим данным, Центральнo-Казахстанский разлом активно проявился уже в раннем – среднем девоне, контролируя распространение вулканогенных фаций. О его существовании в то время в виде зоны проницаемости свидетельствуют меридиально вытянутые небольшие тела гранитоидов и полосы субвулканических и жерловых образований, простирающие которые резко изменяется на северо-западное по мере удаления от разлома на восток. Зона Центральнo-Казахстанского разлома насыщена и герцинскими – магматическими породами; отдельные позднеорогенные интрузивные массивы часто расположены в местах сочленения кулис. Характерны также длительно вытянутые пояса даек, образующие местами перистый по отношению к разломам структурный рисунок (типа “конского хвоста”), свойственный сдвиговым зонам. Геофизически Центральнo-Казахстанский разлом отчетливо выражен вплоть до Кувского гранитного массива в виде зоны больших градиентов и сменой характера гравитационного и магнитного полей. Падение зоны в целом западное под крутыми углами, смещение коры по вертикали составляет 5–6 км.

В качестве естественной границы между Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием и герцинидами Джунгаро-Балхашской провинции большинство геологов вслед за Р. А. Борукаевым (Геология . . . , 1962) рассматривает Балхаш-Чингизский разлом. Разлом отличается своей прямолинейностью, почти вертикальным падением и выдержанностью простираения, близкого к широтному; длина превышает 170 км. Он пересекает все структуры каледонского геосинклинального комплекса мегантиклинория и переходной области и затухает, постепенно рассеиваясь, на западе, в основном уже за пределами региона. Отложения ордовика и силура фашиально не отличаются по разные стороны от разлома. Влияние его сказывается с девона. Непосредственно к югу от разлома накопились вулканогенные толщи порфировой формации. В северном крыле они практически отсутствуют, там встречаются лишь вытянутые вдоль нарушения небольшие субвулканические тела. Балхаш-Чингизский разлом ограничивает с севера также площадь распространения образований герцинского орогенного комплекса, включая раннеорогенные ($C_{2-3} - P_1$) гранитоиды. Вертикальные движения по нему носили знакопеременный характер: в девоне опускалось, по всей видимости, южное крыло, а в современном рельефе оно является на всем протяжении поднятым и образует тектонический уступ высотой до 50 м. Имели место вдоль разлома и левосдвиговые подвижки, о чем свидетельствует смещение оси Акбастауской антиклинали, а также ряд других структурных признаков (в частности, положение оперяющих трещин).

Таким образом, Балхаш-Чингизский разлом имеет секущий характер и зародился относительно поздно. Он почти не находит отражения в гравитационном поле, хотя по нему контактируют формации, значительно отличающиеся по плотности (вулканогенно-осадочные на севере и кайдаульская свита преимущественно кислого состава на юге), что должно было бы вызвать изгиб в разрезе гравитационного поля. Следовательно, как справедливо полагает В. И. Гольдшмидт (Геотектоническое . . . , 1969), мощность покрова кайдаульской свиты невелика и по разлому соприкасаются геофизически однородные блоки.

Сопряжение каледонского мегантиклинория с герцинской складчатой системой происходит, как указывалось в начале главы, через промежуточную тектоническую область. Северной ее границей на более ранних стадиях развития служила зона Акбастауского разлома, именуемого еще Южно-Акчатауским (Геология. . . , 1962). Породы среднего-верхнего ордовика юго-западного борта мегантиклинория надвинуты по разлому на нижнесилурийские отложения переходной области. Зоны разрывных нарушений местами сменяются полосой раздавленных линейных складок (например, Аксуранская синклинальная зона шириной 1–4 км к северу от Акбастауской антиклинали). Гораздо слабее деформации вдоль Акбастауского разлома проявились на северо-западе в девонских породах (дробление, окварцевание). На юго-востоке Акбастауский надвиг обрывается Балхаш-Чингизским разломом.

Южная граница промежуточной зоны проходит южнее Балхаш-Чингизского разлома и сливается с ним только в районе его затухания к западу от пос. Бар-

шатах. В качестве границы служит полоса развития живетской андезит-базальтовой формации и вулканогенных пород более кислого состава среди живетско-франских отложений. Этой полосе отвечают линейные аномалии, выявленные при аэромагнитной съемке (Третьяков, 1959). Развитые в ее пределах дислокации повторяют структурный план каледонского складчатого комплекса, очерчивая его с юго-запада. В районе пос. Баршатах распространены сильно сдавленные складки северо-западного простирания, продольные надвиги и сопряженные с ними диагональные сдвиги (зона Керегежальского разлома, по Б. Я. Журавлеву и Е. П. Успенскому, 1971). На востоке, несколько юго-западнее г. Аягуз, складки и надвиги имеют отчетливо широтное простирание, что хорошо видно в эрозионных окнах среди полей вулканогенных образований герцинского орогенного комплекса. Местами устанавливается надвигание на краевые фации последнего. Так примерно в 40 км к запад-юго-западу от г. Аягуз поисковые скважины подсекли субширотный надвиг, который выражен зоной истирания и рассланцевания пород, падающей на север под углами $45-80^{\circ}$. По надвику отложения девона перекрывают каменноугольную толщу. В лежащем крыле наблюдается выкручивание падающих на юг пластов от $30-40$ до $70-80^{\circ}$ вблизи сместителя (данные А. К. Мясникова и других).

Внутри Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория большинство крупных структур тоже разделены длительными существовавшими разломами. Для примера отметим Аягуз-Ащисуйский разлом (название Н. Г. Марковой, 1948), известный еще как Восточно-Чингизский (Геология . . . , 1962). Разлом на большом расстоянии служит границей между Чингизским антиклинорием и Чунайским синклинорием. К юго-востоку от Караульской впадины он представляет собой довольно пологий надвиг, поверхность которого падает на северо-восток под углами от 15 до 50° . Осадочно-вулканогенные породы ордовика на протяжении более 130 км надвинуты на терригенно-карбонатные отложения фамена, турне и нижнего визе, слагающие непрерывную цепочку узких, шириной от $1,5-2,5$ до $5-9$ км, синклиналей, вытянутых вдоль нарушения (Ащисуйская, Байбулак-Чакыртинская и другие). Юго-западные крылья этих синклиналей относительно спокойно залегают на различных толщах Чингизского антиклинория. Северо-восточные крылья в разной мере перекрывают надвигом, местами, как, например, по р. Аягуз, видимая амплитуда перекрытия достигает первых километров. Вблизи надвига небольшие сильно сжатые складки в рассланцованных и метаморфизованных отложениях турне - нижнего визе опрокинуты на юго-запад, плоскости рассланцевания падают на северо-восток под углами $40-60^{\circ}$. В породах ордовика плоскости рассланцевания наклонены обычно круче (до $60-70^{\circ}$). В приразломной зоне наблюдаются гидротермально-метасоматические изменения (ожелезнение, развитие микрокварцитов и кварцевых жил). В плане линия надвига заметно волнистая. На отдельных участках надвиг разветвляется на несколько чешуй. Северо-западное простирание его местами нарушается короткими прямолинейными субмеридиональными разломами с правосдвиговым характером смещений. На субширотных и запад-северо-западных отрезках Аягуз-Ащисуйского разлома имеются признаки левосдвиговых подвижек.

Вдоль шва разлома внедрились мелкие тела и силлы гипабиссальных диоритов и диорит-порфиритов аягузского раннекаменноугольного интрузивного комплекса. Они сопровождаются основными мигматитами, а также роговообманковыми диоритовидными породами метасоматического происхождения, образовавшимися в результате переработки эффузивов и туфов андезитового состава верхнего ордовика. Как указывают М. С. Козлов и другие, процессы метасоматического замещения местами перерастали в процессы магматического замещения с формированием роговообманково-плагиоклазовых пород, близких к обычным среднезернистым диоритам. К зоне разлома тяготеют, кроме того, позднеордовикские субвулканические тела среднего состава. В геофизических полях разлом выражен широкой зоной больших гравиметрических градиентов. Интерпретация поля силы тяжести указывает на северо-восточное падение зоны разлома.

К северо-западу от Караульской впадины разлом имеет надвиговый характер, разграничивая вулканогенные толщи ордовика и среднего кембрия. Надвиговая зона сопровождается полосой смятия и интенсивного рассланцевания нижнепалеозойских пород шириной до 3 км. Вытянутые вдоль разлома наложенные мульдоч-

ки (синклинали) фамена – турне находятся в основном в висячем (северо-восточном) крыле; к юго-западу от нарушения они располагаются значительно дальше. Деформации в приразломных синклиналях выражаются в подворачивании, выкручивании и опрокидывании (на юго-запад) отдельных пластов, развитии пloyчa-тости в наиболее пластичных отложениях; известняки обычно сильно окварцованы. С удалением от разлома дополнительная деформированность быстро исчезает, и на расстоянии всего 4–5 км от главной плоскости отложения в мульдоchкaх залегают очень спокойные.

Морфологически близкое выражение к Аягуз–Ашисуйскому разлому имеют Западно–Аркалыкский разлом, разделяющий Аркалыкский антиклинорий и Чунайский синклинорий (Геология . . . , 1962), и Карасу–Жартасский разлом, являющийся юго-западной границей Тундык–Ашисуйского синклинория и отделяющий ашисуйскую его часть от Аркалыкского антиклинория и Чунайского синклинория. К Западно–Аркалыкскому разлому приурочены многие субвулканические порфиры среднего – позднего ордовика, и по-видимому, силура, а также дайкообразные тела северо-западного простирания (их размер достигает $10 \times 0,5\text{--}1$ км) базокварцевых плагипорфиров и фельзит–порфиров раннего – среднего девона (Титов, 1966). К зоне этого нарушения пространственно тяготеют и отдельные выходы герцинских интрузивных комплексов (C_{2-3} , $C_3\text{--}P_1$). Карасу–Жартасский разлом срезает Западно–Аркалыкский, а на юго-востоке сливается с Аягуз–Ашисуйским. Там же, в районе верховьев р. Базар, наиболее отчетливо устанавливается его надвиговая природа (сочетание продольных изогнутых в плане надвигов с диагональными сдвигами двух сопряженных систем). На северо-западе Карасу–Жартасский разлом контролирует расположение малых интрузий предположительно силурийского возраста. Кроме того, на отрезке к юго-востоку от места сочленения с Западно–Аркалыкским разломом с ним связаны некоторые массивы аягузского (C_1), змеиногорского (C_{2-3}) и позднекаменноугольного – раннепермского интрузивных комплексов.

История тектонического развития

Для тектонического развития востока Центрального Казахстана характерно последовательное разрастание воздымавшихся складчатых сооружений и миграция геосинклинального режима от внутренних областей каледонид к внешним. Этот процесс, сопровождавшийся постепенным усложнением структурного плана, наиболее активно смещался в сторону Джунгаро–Балхашской герцинской геосинклинали.

В осевой зоне, в пределах Чингизского антиклинория, зарождение локальных внутренних поднятий произошло уже в конце амгинского века среднего кембрия. С ними было связано установление среднекембрийского габбро–плагногранитного интрузивного комплекса. В майском веке на размывтой поверхности некоторых из них накапливались мелководные осадки сасыксорской свиты. Появление геосинклинали в среднем кембрии отмечают также Г.Ф. Ляпичев и В.К. Монич (1968). Со второй трети позднего кембрия количество геосинклинальных поднятий увеличилось; интенсивное погружение происходило в разобренных линейных прогибах (Сарышокинском, Атейском, Бестамакском). Мощные осадочно–вулканогенные толщи формировались в них не синхронно и с различными по продолжительности перерывами, которые не сказались, однако, на общем ходе осадконакопления (Самыгин и др., 1969). Во всех прогибах опускания в раннем – среднем ордовике усилились. Прогибы замкнулись в результате местного складкообразования в разные века среднего ордовика (см. табл. 2). В геосинклинали, а также в краевые части прогибов в раннем и среднем ордовике внедрились интрузии позднегеосинклинальных диорит–гранодиоритовых комплексов. В начале позднего ордовика после существенной структурной перестройки территория Чингизского антиклинория вступила в заключительный этап развития – возникло раннеорогенное поднятие центрального типа; нижние молассы накапливались в основном по юго-западному склону поднятия. В Чунайском синклинории прогибание продолжалось и в позднем ордовике. На месте Аркалыкского антиклинория устойчивое поднятие существовало, видимо, с раннего ордовика.

Во внешних (юго-западных) частях Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория геоантиклинальные поднятия возникли в основном на границе среднего-позднего ордовика и в позднем ордовике, наиболее устойчивым из них в дальнейшем оставалось Акчатауское. К Акбастаускому поднятию, зародившемуся в пределах переходной к герцинидам области, приурочены позднеордовикские диорит-плагиогранитные интрузии. В прогибах непрерывное осадконакопление происходило вплоть до конца раннего силура, а в крайне юго-западном из них, смежном с герцинской областью седиментации, возможно, и в начале лудлова.

Наиболее крупная структурная перестройка, охватившая всю площадь каледонид – и районы ранних поднятий, и области длительного унаследованного прогибания (остаточные прогибы) – относится к границе силура и девона. Геосинклинальная система превратилась в складчатую, оформились современные антиклинории и синклинории. В ослабленные, подвижные зоны по краям центрального (Чингизского) поднятия, разросшегося в силуре за счет Западно-Чингизского наложенного и смежных частей Чунайского остаточного прогибов, в позднем силуре и раннем девоне внедрились гранитоидные пояса орогенных интрузивных комплексов. Наземный вулканизм раннего – среднего девона был связан, по-видимому, с интенсивным горообразованием. Магматическая деятельность каледонского цикла завершилась становлением среднедевонских небольших гранитных массивов.

После разрушения возникших горных сооружений в последующую стадию орогенного этапа произошло слабое погружение выровненной поверхности мегантиклинория. В фане – раннем визе сплошным чехлом накапливались маломощные фациально выдержанные на больших площадях карбонатные, карбонатно-терригенные и угленосные формации. Новая активизация тектонических движений относится к послеранневизейскому времени и связана с фазами тектогенеза в соседних герцинских геосинклиналях. В подвижных участках, особенно многочисленных в областях сочленения с последними, сформировались позднепалеозойские интрузивные комплексы. Наибольшее количество продуктов герцинского магматизма, в том числе и позднеорогенного, сосредоточено по границе с Иртыш-Зайсанским мегасинклинорием, краевые структуры которого развивались на каледонском складчатом основании. По данным геофизических исследований, каледонское основание прослеживается по крайней мере на 20–30 км вклуб мегасинклинория (Титов и др., 1986); на поверхность каледонский структурный комплекс выведен в Карбогинском антиклинории (см. рис. 3).

В пределах северо-восточной окраины Джунгаро-Балхашской герцинской системы геосинклинальное осадконакопление продолжалось в расчлененном морском бассейне с островными вулканическими грядами (см. главу IV) на протяжении почти всего девона. Орогенный этап наступил вслед за саурской фазой складчатости и становлением позднегеосинклинального балхашского интрузивного комплекса. Со среднего карбона после новой перестройки на фоне медленного воздымания широкое развитие получил субсеквентный вулканизм, сопровождавшийся комагматическими интрузиями гранитоидов различного состава (раннеорогенные интрузивные массивы). Накопление вулканических продуктов происходило с многочисленными перерывами. К концу орогенного этапа, со второй половины (или трети) поздней перми, стали преобладать излияния основных и щелочных лав, поднимавшихся из наиболее глубинных очагов (финальный вулканизм, по Г. Штилле). Магматическая активность герцинского цикла завершилась образованием позднеорогенных гранитных массивов (конец перми – начало триаса?) и их эффузивных и субвулканических аналогов кислогощелочного состава.

В заключение отметим следующее. Геотектоническое развитие Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория происходило однонаправлено, очень длительно (весь ранний – средний палеозой) и в рамках единого геосинклинального цикла. По общему характеру развития каледонские структуры мегантиклинория относятся к эвгеосинклинальным областям (возможно, что тектоническими отторженцами их ложа являются выходы гипербазитов). Ведущую роль в формировании их современного облика сыграли продольные надвиговые зоны. Движения по ним были особенно значительными в конце собственно геосинклинального этапа и

в раннеорогенные стадии независимо от времени их наступления в пределах отдельных структур; перемещения происходили в основном в юго-западном направлении, в соответствии с общей миграцией геосинклинального режима.

Сочленение мегантиклинория со смежными герцинскими складчатыми системами различно и отражает особенности развития последних. Пограничные структуры Иртыш-Зайсанского мегасинклинория наложены на краевую часть каледонид. Геосинклинальное развитие по другую сторону мегантиклинория происходило унаследовано от каледонской эпохи. Джунгаро-Балхашская геологическая провинция является в этом смысле остаточной герцинской геосинклиналью (Борсук, 1960; Маркова, 1964; Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964). Переход от каледонид Чингиза и Тарбагатай к герцинидам северо-восточного Прибалхашья отличается постепенным, "размазанным" характером как в формационном, так и в структурном отношении. Переходная между ними область не имела устойчивых во времени четких границ – любое структурное ограничение существовало в течение относительно непродолжительного промежутка, смещаясь последовательно к юго-западу и югу. В дугообразной зоне сочленения на ее флангах возникли в девоне крутые слабосекущие разломы типа сбросо-сдвигов (отдельные ветви Центрально-Казахстанского разлома и Балхаш-Чингизский разлом).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ЧИНГИЗСКОГО РАЗЛОМА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Главный сместитель Чингизского разлома состоит из трех кулис: длина средней достигает 440 км, северо-западной – 300 км, юго-восточной, погребенной – 140 км. Сочленяются они на крайнем северо-западе горной системы Чингизтау и у северного края Алакольской впадины, в районе сопок Карпобай (см. рис.1). Каждая более северная кулиса подставляет окончание более южной в 2–3 км восточнее; они заходят одна за другую на расстоянии 80–85 км.

Простирание сместителя меняется в очень ограниченных пределах. На отрезке г.Урджар – г.Аягуз азимут простирания составляет (в северо-западных румбах) от 316–317 до 323°, на отрезке г.Аягуз – пос.Карааул – от 321 до 317–314°. К северо-западу от пос.Карааул простирание местами отклоняется до 305–289°, но затем снова становится более меридиональным: в районе гор Дегелен – 318–321°, на отрезке хр.Муржик – р.Тундык – от 326 до 329°. К северо-западу от долины р.Тундык азимут простирания варьирует от 327 до 332°, отклоняясь на некоторых отрезках до 340°. Таким образом, простирание средней, большей части дизъюнктива равно примерно 315°, причем в районе сочленения двух основных кулис находятся наиболее широтные отрезки (300°); северные концы всех кулис, а также юго-восточное окончание разлома постепенно изменяют свое направление ближе к меридиональному, составляя в среднем 330°, на крайнем юге – 340°.

Главный сместитель Чингизского разлома легко прослеживается на местности и прекрасно дешифрируется по аэрофотоснимкам. В современном рельефе он выражен на большей части своего протяжения уступом разной степени денудированности (рис. 4 и 5), максимальная высота которого достигает 100–150 м, причем поднято то одно, то другое крыло. Нерепко уступ служит одним из бортов узких, шириною от нескольких десятков до первых сотен метров, линейных межгорных долин (см. рис. 4) и небольших депрессий. Иногда разлом отражается седловинами на местных водоразделах, а также незначительными перегибами склонов. Очень часто он сопровождается высыпками молочно-белого кварца. На участках, где главный сместитель морфологически не выражен и перекрыт мало-мощными четвертичными наносами, он хорошо трассируется прямолинейными полосами зеленой травы и мелкого кустарника, всегда как бы обрезанными с одной стороны. Сместитель Чингизского разлома является зоной разгрузки отдельных водоносных горизонтов. К нему приурочена цепочка родников и небольших источников с дебитом 2–4 л/сек. Воды слабо минерализованные, холодные; по оценке специалистов, они поступают с глубины до 500 м (Боголомов, Дворов, 1969).

Исключительная прямолинейность Чингизского разлома на огромных расстояниях независимо от форм рельефа служит указанием на вертикальное или очень близкое к вертикальному положение плоскости сместителя. Местами это видно и в обнажениях (см. рис. 5).

Весьма отчетливо линия разлома выделяется среди палеозойских образований. Большей частью вдоль нее контактируют породы разного возраста и характера залегания. Один из типичных участков изображен на рис. 6. Изменение простирания с переходом из одного крыла в другое наблюдается и среди разновозраст-



Рис. 4. Чингизский разлом в северо-восточных отрогах хр.Чингизтау перед выходом в Карааульскую впадину. Вид на юго-восток, слева гора Бурлы (989 м)

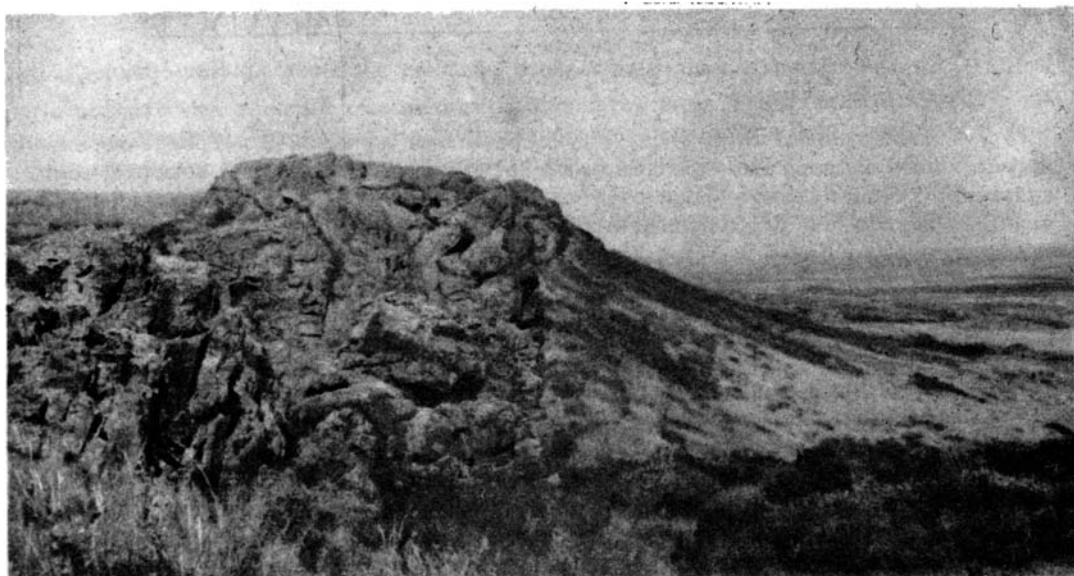


Рис. 5. Чингизский разлом в верховьях левых притоков р.Большой Нарын. Вид на северо-запад, слева – пермские граниты Батпакского массива, в которых видны трещины отдельности, параллельной плоскости сместителя,справа –задернованные породы верхнего ордовика; высота скалы 12 м

ных отложений. Так, к северо-западу от горы Бурлы, показанной на рис. 4, разлом проходит среди толщ майданской свиты среднего кембрия по азимуту $314-315^{\circ}$; в северо-восточном крыле породы простираются на северо-запад $315-325^{\circ}$, а в юго-западном – $290-300^{\circ}$. Изменения простираения отмечается и среди гораздо более молодых отложений. Например, восточнее пермского гранитного массива Эдрей к разлому, простирающемуся по азимуту 327° , с обеих сторон подходя. гряды фаменско-турнейских известняков, причем в северо-восточном крыле простираение слоистости 275° , а в юго-западном оно параллельно линии разлома.

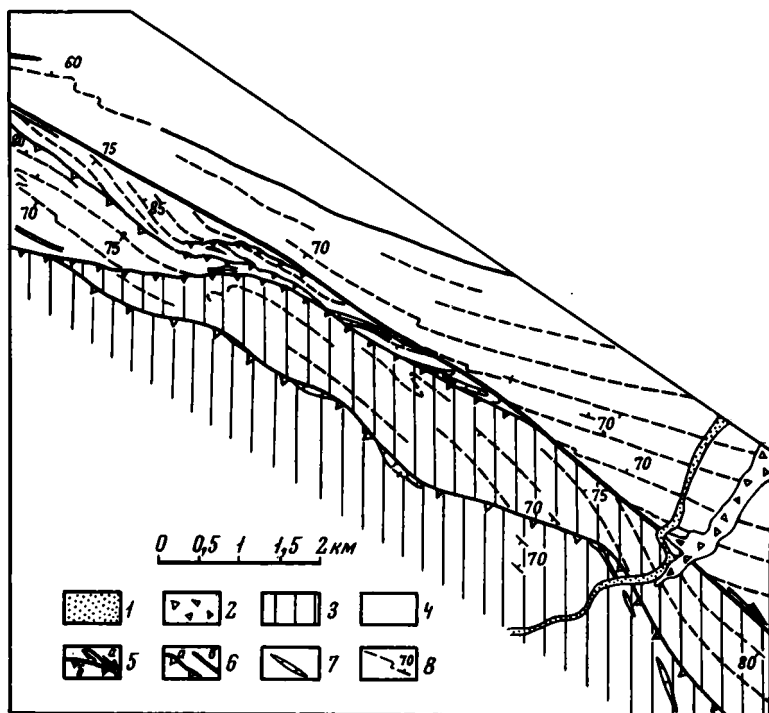


Рис. 6. Схема строения зоны Чингизского разлома в районе хр. Кан-Чингиз, верхнее течение р. Бакенши

1,2 - четвертичные отложения: 1 - современный аллювий, 2 - средне-верхне-четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 3 - верхний кембрий, торкудукская серия: эпидот-хлоритовые сланцы, порфиритоиды, линзы мраморизованных известняков, рассланцованных песчаников и гравелитов; 4 - агырекская свита среднего кембрия: частое переслаивание сильно рассланцованных мелко-обломочных осадочных пород, участками превращенных в эпидот-серицитовые сланцы, порфиритоидов с подчиненным количеством кварцитов и тонкослоистых кремнистых известняков; 5 - Чингизский разлом с указанием стрелками направления движений крыльев (а) и оперяющие его надвиги (б), зубчики направлены в сторону висячих крыльев; 6 - более древние разрывные нарушения: надвиги (а) и разломы с невыясненным характером перемещений (б); 7 - горизонты известняков; 8 - простираения пород и элементы залегания

В геофизических полях Чингизский разлом хорошо выражен не повсеместно. Исследования в его зоне¹ проводились в разное время с различной степенью детальности и только к юго-востоку от пересечения с р. Шаган на отдельных разрозненных участках, причем многие из них велись в общем региональном плане.

Среди каледонских структур к югу и западу от пос. Карауул зоне разлома (по данным В.И. Гольдшмидта, 1959) соответствует изгиб в уровне гравитационного аномального поля, в пределах которого градиент силы тяжести возрастает до 5 мгл на 1 км. Полоса высоких градиентов имеет ширину 2-4 км и следует строго вдоль линии нарушения на расстоянии 100 км. По мнению названного автора (Гео-тектоническое . . . , 1969), региональное гравитационное выражение разлома мо-

¹ Под зоной разрывного нарушения понимается приразломная полоса, деформации в которой обусловлены движениями по его сместителю. Деформации выражаются в возникновении различных систем тектонических трещин, разломов, в появлении приразрывной складчатости, кливажа, рассланцевания, в динамометаморфических преобразованиях вещества.

жет служить классическим примером связи гравитационных ступеней с крупными тектоническими нарушениями. Как указывает М.А.Оренбургский, разломная зона достаточно четко отмечается и в региональном магнитном поле резко отрицательными значениями, обычно сопутствующими зонам смятия и динамометаморфизма. Северо-западнее, от меридиана гор Зербкызыл, где начинается затухание основной кулисы и происходит ее сближение с более северной ветвью, разлом в гравитационном поле не выделяется.

Геофизически довольно четко выражен Чингизский разлом на отрезке, где он разделяет каледониды и герциниды. Так, северо-западнее Знаменского грабена разлом, по данным А.Ф.Степаненко и других, отмечен резким перегибом графика ΔT : от -200 гамм (восточное крыло) до $+1000$ гамм (западное крыло). С зоной разлома совпадает и граница полей с различными значениями силы тяжести в виде сгущения изоаномал с градиентом 5 мгл на 1 км. Согласно М.С.Козлову и другим, на участке к западу и северо-западу от г.Аягуз разлом подчеркивается зоной высоких градиентов силы тяжести и отрицательных значений магнитного поля. Эти данные противоречат мнению В.И.Гольдшмидта, который вслед за М.Б.Мычником считает Чингизский разлом шарнирным сбросом и отмечает (Геотектоническое . . . , 1969), что в месте расположения оси шарнира (район г.Аягуз) региональное гравитационное поле совершенно не отражает разлом.

Наиболее четко Чингизский разлом выражен в геофизических полях герцинской складчатой системы, особенно его крайне юго-восточный погребенный отрезок в пределах Алакольской межгорной котловины, на чем мы остановимся подробнее ниже.

Зона главного сместителя

На поверхности главный сместитель наблюдается лишь в единичных случаях и на очень коротких отрезках. Но сопровождающие его дислокации, которые по напряженности всегда резко отличаются от дислоцированности окружающей территории, прослеживаются практически непрерывно, хотя часто по условиям обнаженности лучше бывают выражены в одном, чаще поднятом крыле. При этом характерные морфологические признаки относительно узкой зоны тектонитов при-сущи Чингизскому разлому на всем его протяжении, некоторым своеобразием отличаются лишь окончания кулис.

В качестве примеров рассмотрим строение зоны главного сместителя на ряде участков в направлении с юго-востока на северо-запад.

1. Сместитель разлома полностью обнажается в районе верхнего течения р.Егинсу, примерно в 6 км к юго-востоку от совхоза Тасбулак (средняя часть рис. 7), где, имея простирание $322-323^\circ$, разделяет мелко-среднезернистые лейкократовые граниты пермского возраста и слоистую толщу (частое переслаивание разнообломочных туфов липарит-дацитового состава, песчаников, алевролитов) живетского яруса. На левом берегу реки на расстоянии около 30 м видна полоса раздробленных и до неузнаваемости перетертых пород шириной всего $7-10$ м. Эта зона пропитана белым жильным кварцем в виде вытянутых вдоль простирания вертикальных жилок длиной $1,5-3$ м и мощностью от $0,5-1$ см до нескольких десятков сантиметров (в раздувах). Ближе к северо-восточному краю в полосе шириной $1-1,5$ м встречаются согласно вытянутые линзочки, сложенные сильно раздробленными гранитами; длина их $10-15$ см, мощность по несколько сантиметров. Возле этой зоны структура гранитов бластокатакlastическая или гранокlastическая, хорошо выражены субпараллельные ей прямолинейные кливажные отделенности с плоскими зеркалами скольжения (поверхности скалывания), падающие вертикально или на юго-запад по углам $80-85^\circ$. Ширина раскливаженной полосы равна первым сотням метров, наибольшее количество трещин, приходящееся на 1 пог. м, — $50-100$. Аналогичный характер имеет приразломная трещиноватость в таких же по возрасту и близким по составу слабо катаклазированных (структуры гомеокlastические) интрузивных породах Батпакского массива, залегающих много северо-западнее в другом крыле разлома (см. рис. 5).

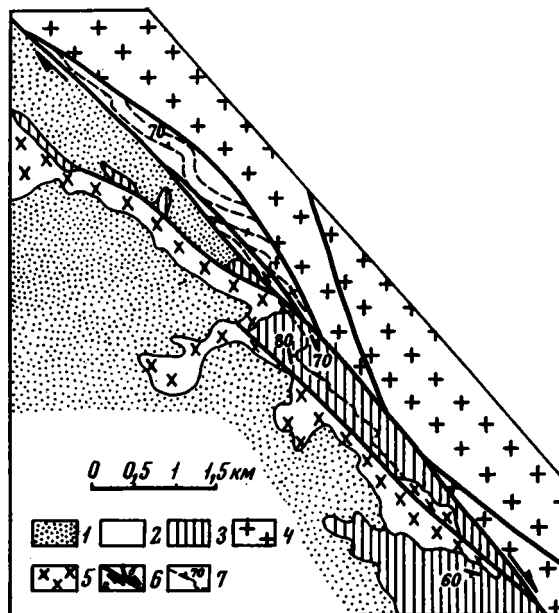


Рис. 7. Схема строения зоны Чингизского разлома на юго-западном склоне гряды Атабай в районе истоков р.Егінсу

1 - четвертичные отложения; 2 - рассланцованные алевропесчаники, туфы и порфириты среднего визе - низов среднего карбона; 3 - туфогенно-осадочные породы живетского яруса; 4 - пермские гранитоиды; 5 - раннекаменноугольные (?) диориты; 6 - главный сместитель Чингизского разлома (а) и сопровождающие его разрывы (б); 7 - простиранья слоистости и сланцеватости и элементы их залегания

На рассмотренном участке к юго-западу от главного сместителя живетские отложения наклонены очень круто; они сильно рассланцованы (в основном вдоль слоистости) и заметно динамометаморфизованы (зеленокаменные изменения с развитием гетерокластических и других структур). Видимая ширина полосы рассланцевания составляет более 0,5 км. Вблизи зоны главного сместителя плоскости рассланцевания (на 1 пог. м 300-600 отдельностей) местами смяты в асимметричные сильно сжатые пloyчатые складки с вертикальными шарнирами, оси которых простираются по азимуту 290° . В нескольких километрах к юго-востоку, примерно в 200 м юго-западнее шва, встречаются небольшие вертикально падающие кварцевые жилы, вытянутые по азимуту $345-360^{\circ}$. К северо-западу от обнажения северо-восточное крыло разлома (азимут простиранья главного сместителя $316-317^{\circ}$) состоит из узких длинных тектонических блоков, сложенных породами нижнего-среднего карбона (см. рис. 7). Метаморфизованы они значительно сильнее, чем живетские отложения, и превращены в порфироиды и зеленые сланцы с лепидо-гранобластокластическими структурами. Поверхности рассланцевания образуют в плане относительно крупные волнообразные складки с вертикальными шарнирами, осевые плоскости которых как бы оперяют сместитель Чингизского разлома. Подобные складки развиты и в противоположном крыле, где смяты отдельные пласты.

2. На участке, находящемся к югу от пос. Карааул, простиранье сместителя равно 314° . Ему отвечает разделяющая разные крылья депрессионная зона шириной 40-50 м. К северо-востоку от нее обнажается вытянутый вдоль разлома Бирликский гранитный массив (C_3-P_1), а непосредственно вблизи сместителя (100-200 м) - ороговикованные породы среднего кембрия (майданская свита). Они интенсивно раздроблены, много вертикально падающих трещин, среди которых выделяются следующие системы: 1) кливаж простиранья $280-290^{\circ}$, 2) относительно редкие изломанные трещины отрыва простиранья примерно 20° , 3) прямолинейные трещины простиранья $330-340^{\circ}$ с многочисленными зеркалами скольжения. В 700 м от главного сместителя среди мелкозернистых диоритов на трещинах последней системы, круто (под углом 70°) падающих к юго-западу, часто встречаются субгоризонтальные борозды и смещения кварц-эпидотовых прожилков типа правого сдвига. Кроме того, на расстоянии 30 - 300 м от линии Чингизского разлома прослеживаются вертикально залегающие кварцевые жилы, имеющие обычно в плане перистое строение. Более мощные (до 1,5 м) и длинные (до 15-20 м)

тела протягиваются параллельно разлому, а маломощные (до 0,1–0,3 м) и короткие (4–5 м) жилы простираются по азимуту 340° , подходя к первым с севера или ответвляясь от них в виде апофиз; те и другие довольно прямые, с относительно ровными краями (по сколовым трещинам). Зона окварцевания в северо-восточном крыле протягивается с перерывами далеко как к юго-востоку (20–25 км), так и к северо-западу (15 км) от Бирликского массива. На северо-западе в 1,5 км от сместителя распространены извилистые кварцевые жилы мерионального простираения, заполнившие трещины отрыва.

Юго-западное крыло разлома сложено в основном породами майданской свиты. Они интенсивно рассланцованы параллельно главному сместителю, плоскости рассланцевания вертикальны или падают на юго-запад под углом 80° . Зона рассланцевания в плане имеет веретенообразную форму: ширина – ее посередине по рядка 1–1,1 км и достигает 1,4 км, на концах она суживается до 130–220 м, длина зоны около 14 км. В рельефе ей соответствует межгорная долина с плоским дном. Внутри зоны выделяется несколько линзовидных полос листоватых сланцев мощностью 5–20 м, которые вкрест простираения сменяются хлорит-серицитовыми, хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами. По северо-восточному краю вблизи сместителя листоватые сланцы сильно перемяты и переходят в мучнистые милониты. Часто в зоне встречаются субпараллельные жилоподобные тела тектонических брекчий протяженностью несколько десятков метров и мощностью 3–10, реже 20–30 м. Цементом служат продукты милонитизации вмещающих пород, обычно нацело замещенные хлоритом и серицитом, а также привнесенный кварц-карбонатный гидротермальный материал. К центру брекчиевые тела обычно постепенно переходят во вторичные кварциты, а по периферии – в кварц-серицитовые сланцы. Зона насыщена также кварцевыми жилами. Большинство жил залегает согласно с рассланцеванием, длина их 20–100 м, мощность 0,1–0,5 м. На вертикальных зеркалах скольжения вдоль стенок жил имеются борозды, наклоненные к юго-востоку под углами 60° и положе. К северо-западу от слияния рек Кольденен и Намас (образующих р. Карааулжу) зона интенсивного рассланцевания и дробления развита в основном в другом крыле разлома.

3. В средней части хр. Кан-Чингиз, где соединяются два основных его отрога, разлом проходит среди различных пород среднего кембрия. Ширина зоны главного сместителя здесь меняется от 150–200 до 400–500 м. В ней развиты листоватые сланцы. Плоскости рассланцевания (на 1 пог. м приходится до 800–1000 плоскостей) параллельны линии разлома, простирающейся по азимуту северо-запад 300° , и очень круто наклонены в разные стороны от нее: в северо-восточном крыле они падают на северо-восток, в юго-западном – на юго-запад, углы падения не меньше 70° – 80° . Местами прекрасно видно, как ближе к главному сместителю плоскости рассланцевания дополнительно смяты и сгофрированы в асимметричные мелкие складочки с почти вертикальными шарнирами (рис. 8). Их длинные крылья вдвое больше коротких и субпараллельны основному шву. Ориентировка остальных складчатых элементов указывает на деформацию правого сдвига вдоль него. Нередко встречаются вытянутые вдоль разлома согласно с рассланцеванием прерывистые кварцевые жилы мощностью 0,5–1,5 м и длиной около 10 м, концентрирующиеся иногда в полосы прожилкования (серии сближенных жил) мощностью до 8 м и длиной до 250 м. Попадаются и секущие апофизы с простираением 330° – 340° , отличающиеся кулисным строением.

4. По северо-восточному краю хр. Муржик Чингизский разлом простирается в направлении северо-запад 326° и выражен в рельефе прямолинейной неглубокой долинкой с плоским дном шириной 150–200 м. К северо-востоку от нее выходят фаменские известняки и черные углисто-глинистые рассланцевые аргиллиты нижнего визе, падение которых с приближением к зоне главного сместителя увеличивается от 40° до 60° – 70° . В юго-западном крыле вскрываются разнообломочные туфы андезитовых порфиритов среднего-верхнего ордовика, прорванные раннедевонскими гранодиоритами Муржикского массива. В самой долинке в разрозненных участках по ее юго-западному краю обнажаются тектонические брекчии, состоящие из остроугольных обломков ордовикских туфов размером 1–1,5 см, сце-

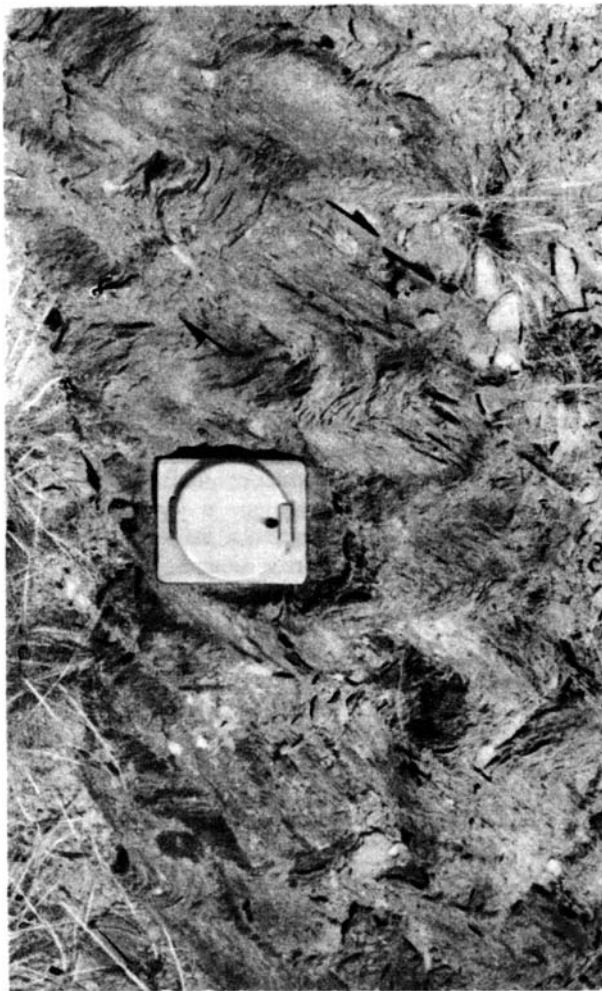


Рис. 8. Характер деформаций вблизи главного сместителя Чингизского разлома, хр. Кан-Чингиз. Плоскости расланцевания в породах нижнего – среднего кембрия смяты в мелкую пloidчатость с почти вертикальными шарнирами; длинная сторона компаса расположена параллельно осям складок

ментированных белесой милонитовой массой. Вдоль северо-восточного края прослеживаются согласно вытянутые тела кварцитов (по известнякам) шириной по 10–20 м. Северо-западнее на широте гранитного массива Эдрей разлом имеет такое же простираание и разделяет породы того же возраста, но ширина главного сместителя (точнее, отвечающей ей в рельефе зоны) сокращается до нескольких метров.

Итак, Чингизский разлом рассекает все палеозойские образования. Возле него слои независимо от их возраста залегают очень круто, часто стоят на головах. Сопровождающая главный сместитель зона дробления и расланцевания имеет различную мощность и линзовидное в плане (вероятно, и в разрезе) строение. В целом максимальная ширина

ее среди нижнепалеозойских пород несколько больше (до 1,5–2 км), чем среди средне-верхнепалеозойских (до 1 км), т.е. в какой-то мере зависит от предшествовавшей деформированности окружающих толщ. Непостоянна также интенсивность катаклаза в зоне, которая заметно меняется по простираанию. Далеко не всегда, особенно для наиболее древних и ранее метаморфизованных пород, можно определить степень их изменения возле главного сместителя. Однако несомненно влияние на характер дислоцированности физических свойств пород, их литолого-петрографических особенностей. Так, интрузивные образования вблизи линии разлома всегда лишь незначительно раздроблены (структуры катаклазирваны слабо, иногда участками) и раскливажированы. Это относится не только к позднепалеозойским гранитоидам, например пермским, но и к раннедевонским, среди которых сильно изменен один только Муржикский массив, что связано с его нахождением в оперяющей надвиговой зоне. А специально изучавшиеся в 100–200 м от плоскости Чингизского разлома среднезернистые диориты и граносиениты Телекесорского массива оказались раздробленными примерно в той же мере, что близкие по составу интрузивные породы в верховьях р. Егису.

Приразломные блоки

Линзовидный характер зоны главного сместителя Чингизского разлома местами усиливается субпараллельными разрывами, которые выкалывают в его крыльях длинные и очень узкие блоки. Эти разрывы (рис. 9) либо соединяются с главным сместителем на обоих своих концах (Карлыбулакский, Нарынский),

либо только на одном конце (Мухыр-Сарызекский), либо на поверхности совсем не соединяются (Канчингизский, Атабайский). Падают они вертикально или круто в сторону Чингизского разлома. Максимальная длина ограниченных ими ломтевидных или клиновидных блоков достигает 45-55 км, а ширина - всего 3-4, иногда 5 км. Отношение ширины к длине по наибольшим значениям равно примерно 1:10 и сохраняется повсеместно, даже в самых мелких блоках (см. рис. 7).

Все крупные блоки представляют собой древние (палеозойские) горсты, некоторые из них хорошо выражены и в современном рельефе (хр. Кан-Чингиз, горы Атабай). Другим на поверхности соответствуют плоские грабенообразные депрессии (Нарынский блок). Вдоль краевых разрывов происходили преимущественно вертикально направленные движения, в том числе знакопеременные и шарнирного типа (Карлыбулакский разлом). Приподнятость горстов относительно смежных структур в пределах одного крыла Чингизского разлома составляет около 2 км или может быть немного больше. По некоторым из ограничивающих разломов имели место и горизонтальные подвижки (правосторонние). Наиболее крупный сдвиг произошел по Мухыр-Сарызекскому разлому, амплитуда которого по смещению границ между некоторыми толщами нижнего палеозоя оценивается в 10 км (см. рис. 20, А и 40).

Внутреннее строение блоков сложное. Породы дислоцированы и изменены в них всегда сильнее, чем на соседних участках. Примером может служить район Атабайского горста в верховьях р.Егинсу (см. рис. 7), где отложения карбона северо-восточного крыла динамометаморфизованы и перемяты в целом сильнее по сравнению с близкой по физическим свойствам и характеру залегания живетской толщей юго-западного крыла. Крупные блоки пронизаны большим количеством разрывов и состоят из более мелких линз и остроугольных клиньев. Разрывы обычно неоднократно ветвятся, соединяются и пересекаются, образуя полосы сгущения тектонической трещиноватости. Наиболее мелкие блоки расланцованы, как правило, целиком. С блоками связано повышенное количество кварцевых жил и гидротермально измененных пород.

Установить характер движений по внутренним разрывам удается далеко не всегда. Относительно просто построена южная часть блока, ограниченного Мухыр-Сарызекским сбросо-сдвигом (см. рис. 20, А и 40). Здесь выделяются осложняющие общую горстовую структуру более мелкие клинья-грабены, вершины которых направлены на северо-запад. По разрывам второго порядка фиксируются как вертикальные, так и горизонтальные перемещения. Примечательно, что все породы расланцованы внутри блока примерно в равной мере независимо от возраста. Плоскости расланцевания вертикальны и простираются полосами под острыми углами одна к другой; они секут любые стратиграфические контакты, часто затушевывая их (особенно границу между сасыксорской и талдыбойской свитами). Направления расланцевания варьируют в пределах $320-340^{\circ}$ (простираание линии Чингизского разлома около 320° , Мухыр-Сарызекского - около 330°). Ближе к главному сместителю Чингизского разлома (в 1,2-1,5 км от него) сильно расланцованы и наиболее массивные породы блока - разногальечные конгломераты талдыбойской свиты верхнего ордовика. В конгломератах гальки сплюснуты почти в два раза перпендикулярно сланцеватости, меньше деформированы только кремнистые обломки. В районе горы Торгаут (высотная отметка 856,2 м) в 1,1 км от главного сместителя встречены вертикальные зеркала скольжения, простирающиеся по азимуту 330° , с субгоризонтальными бороздами, которые наклонены на северо-запад под углами $15-18^{\circ}$. Признаки горизонтальных движений по внутриблоковым разрывам имеются и в других местах. Так, на юго-западном окончании Канчингизского блока развиты правосдвиговые складчатые дислокации вблизи прямолинейного разлома, простирающегося по азимуту 300° .

В целом сложение вытянутых вдоль линии Чингизского разлома блоков как бы повторяет в увеличенном виде строение брекчированных участков зоны главного сместителя. Такая брекчированность имеет большей частью наложенный характер, и сквозь нее часто проступают или "просвечивают" другие нарушения, в том числе и более ранние Чингизской зоны разрывов (подобно первичным структурам в катаклазированных породах).

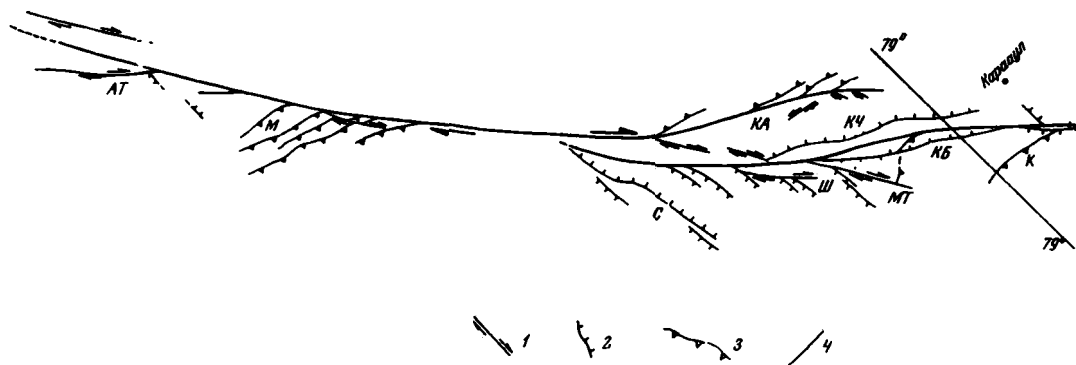


Рис. 9. Палеозойские разрывные нарушения зоны Чингизского разлома

1 - сдвиги; 2 - сбросы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла); 3 - надвиги и взбросы (зубчики направлены в сторону висячих крыльев); 4 - разрывы с неясным характером смещений. Буквами на схеме обозначены: КА - Караадырская ветвь Чингизского разлома; группы разломов: М - Муржикская,

Оперяющие и сопровождающие разрывы

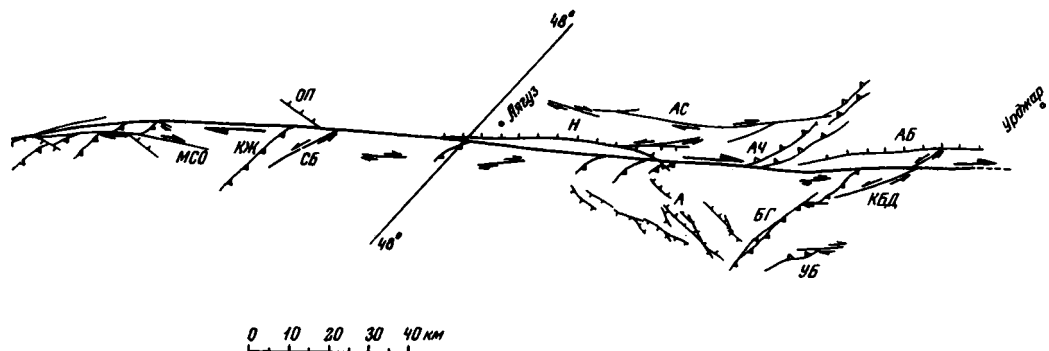
Наиболее крупные разрывы в зоне Чингизского разлома показаны на рис.9. Движения по ним происходили неоднократно не только в течение палеозоя, но и вплоть до новейшего времени - многие из них подновлялись в неотектоническую эпоху и выражены в современном рельефе. По преобладающему характеру перемещений в палеозое выделяются сдвиги, сбросы, надвиги и взбросы¹.

Сдвиги отличаются прямолинейностью; в рельефе им соответствуют сквозные ложки, овражки, седловины; часто вдоль них прослеживаются цепочки родников и колодезев. Сдвиги сопровождаются вертикальным кливажом и многочисленными сколовыми трещинами, которые располагаются как параллельно плоскостям сместителей (главным образом вблизи них), так и под острым углом, придавая сдвиговой зоне перистый вид. На трещинных отдельностях часто присутствуют ровные зеркала скольжения с субгоризонтальными бороздами. Нередко встречаются и крутопадающие оперяющие трещины отрыва, заполненные обычно жильным материалом. В более пластичных толщах наблюдаются присдвиговые складки, осевые плоскости которых под острым углом направлены навстречу сдвиганию; шарниры их погружаются очень круто.

Сбросы выражены на поверхности депрессионными формами различной ширины, возникшими на месте зон дробления. Зоны эти большей частью состоят из отдельных прямых отрезков, которые либо сочленяются, образуя ломанные линии, либо кулисно подставляют один другой. В их пределах местами обнажаются полосы тектонических брекчий, чередующиеся с участками массивных пород, встречаются выходы подземных вод. Обычно сбросы сопровождаются параллельно им вытянутыми извилистыми и ветвящимися жильными телами (зонами проницаемости); кливаж для сбросовых зон не характерен, штрихи на зеркалах ориентированы по их падению.

Линии надвигов заметно волнистые и часто подчиняются формам рельефа, иногда довольно мелким. Обнажения их крайне редки. На склонах надвиги прослеживаются по выходам тектонической глины и ультрамилонитов с щебенкой сильно рассланцованных пород. Рассланцевание является характерным признаком подобного рода нарушений и в плане всегда параллельно им. Поверхности зеркал сколь-

¹ Взбросы обычно представляют собой крутые надвиги, наклон которых вторичен в результате последующих дислокаций в приразломной полосе.



А - Айская, АЧ - Акчаульская, БГ - Байгожинская; разломы: АТ - Актюменский, С - Сакбайский, Ш - Шаганский, МТ - Маматский, КЧ - Канчингизский, КБ - Карлыбулакский, К - Кольдененский, МСО - Мухыр-Сарыюзекский, КЖ - Карабужирский, СБ - Сарыбулакский, ОП - Окпектинский, Н - Нарынский, АС - Арасанский, АБ - Атабайский, УБ - Ушбулакский, КБД - Кызыл-Бельдеуский

жения нередко бывают волнисто изогнутыми (по падению, иногда по простиранию). К надвигам часто приурочены полосы повышенного окварцевания пород, иногда вторичные кварциты; обычны явления подворачивания и опрокидывания пластов. В принадвиговых складках шарниры ориентируются горизонтально или почти горизонтально вдоль линий нарушений, осевые плоскости образуют со сместителями острые углы, вершинами направленные навстречу относительному смещению.

Большинство разрывов Чингизской зоны относится к оперяющим. Оперяющие разломы составляют с главным сместителем различные в плане углы и с удалением от него довольно быстро затухают; протяженность их редко превышает 30 км. Морфологическое выражение и тип разрывного нарушения зависят от его пространственной ориентировки.

Все широтные и субширотные разрывы представляют собой надвиги. С приближением к сместителю Чингизского разлома простирание их обычно отклоняется таким образом, что эти разрывы подходят к нему под очень острым углом, одновременно приобретая, как правило, и более крутое залегание. В юго-западном крыле разлома поверхности надвигов падают в основном на юг, в северо-восточном - на север. Амплитуды надвиговых перекрытий различны, но определить их можно далеко не всегда и только по косвенным признакам, в основном ориентировочно. Наибольшие перемещения происходили возле Чингизского разлома. Примером могут служить надвиги к северу от позднесилурийского Четского гранитоидного массива (см. рис. 40). Там несколько (2-3) сближенных субпараллельных надвигов срезает на разных уровнях основание талдыбойской свиты (O_3) вдоль ее трансгрессивного контакта со среднекембрийской толщей. Разрезы верхнего ордовика были детально нами изучены. Здесь они отличаются выдержанностью фациального состава и постоянством мощностей. Было установлено, что в 1,5 км от сместителя Чингизского разлома по надвигам в сумме выпадает 640 м мощности, в 2-2,5 км - 470 м, а в 8-9 км, к западу от Мухыр-Сарыюзекского сдвига - только 60 м (по одному из надвигов, остальные выклинились раньше).

Особенности строения оперяющей надвиговой зоны хорошо видны в хр. Кан-Чингиз на гористом расчлененном участке к северо-западу от р. Бокенши (см. рис. 6). Серия надвигов отходит от линии Чингизского разлома (азимут северо-запад 302°) сначала под очень незначительным углом, следуя на некотором расстоянии почти параллельно ему, а затем постепенно изменяет свое простирание на широтное. Надвиги выволакиваются, становятся извилистыми, расщепляются и вливаются в систему более древних крутых нарушений, теряя самостоятельное выражение. На востоке надвиговые поверхности следуют вдоль горизонтов тонко-слоистых окремненных известняков, круто падающих на юго-запад (до 60°). Из-



Рис. 10. Надвиговая зона в юго-западном крыле Чингизского разлома, хр. Кан-Чингиз. Северный из группы оперяющих надвигов, изображенных на рис.6

вестняки залегают в поднадвиговых крыльях и смяты в небольшие лежащие складки с горизонтальными шарнирами, которые простираются параллельно самим нарушениям по азимуту 290° ; осевые плоскости складок падают на юг под углом примерно 10° . Зона сместителя одной из надвиговых чешуй обнажается ближе к западному окончанию, где простирается в широтном направлении (рис. 10). Зона состоит из чередования нескольких тонких линзовидных пластин относительно массивных кварцитов (развитых по известнякам) и "прослоев" зеленых сланцев. Плоскости рассланцевания в целом параллельны поверхностям пластин и наклонены на юг под углом 12° . Вблизи контактов сланцы растерты и перемяты, а кварциты полого раскливажированы. На зеркалах скольжения довольно много борозд и штрихов, простирающихся по азимуту 350° и указывающих на направленные смещения верхних пластин.

Местами поверхностным выражением оперяющих надвиговых зон служат так называемые зоны смятия различной протяженности и мощности, в пределах которых помимо интенсивного рассланцевания, катаклаза и окварцевания обычны проявления дислокационного метаморфизма. Оперяющие зоны смятия подобного типа наиболее широко развиты в хр. Кан-Чингиз. Например, в блоке между Чингизским и Канчингизским разломами с полосой крутого рассланцевания вдоль первого из них сопряжен ряд зон смятия мощностью до 500 м каждая, наложенных на складчатость каледонского геосинклинального комплекса. В сторону Канчингизского разлома простираение локальных зон рассланцевания и динамометаморфизма приближается к широтному, происходит их общее выполаживание от 90 до $25-40^{\circ}$. Породы преобразованы в зеленые сланцы (хлоритовые, серицит-хлоритовые, серицитовые, кварц-серицитовые), порфиитоиды и порфириды. Довольно мощные полосы смятия сопровождают и такие относительно крупные разрывные зоны, как Муржикская и Акчаульская группы надвигов (см. рис. 9).

Меридиональные и субмеридиональные разломы Чингизской зоны относятся к числу сбросов. Вертикальная амплитуда смещений по ним составляет обычно первые сотни метров. На отдельных участках юго-западного крыла Чингизского разлома сбросы группируются в сбросовые зоны типа Айской, ширина их достигает 10 км и более, протяженность до 40 км; суммарная амплитуда вертикальных движений (опусканий) в таких зонах не превышает 2-2,5 км. Детальное описание сбросовых зон приводится в главах IV и V.

Разломы север-северо-западного простирания ($330-340^{\circ}$) в большинстве случаев диагностируются как правые сдвиги. Амплитуда горизонтального смещения по Маматскому разлому достигает 6 км (видимая длина 27 км). Вдоль него развиты следующие системы трещин: 1) простирание 330° (параллельно разрыву), падение на юго-запад под углом 70° ; 2) 350° , падение вертикальное; 3) 290° , падение на север под углами $50-60^{\circ}$ и вертикальное; 4) 10° , падение вертикальное и на восток под углом 80° . Трещины первых трех систем относятся к трещинам скалывания, последней системы – к трещинам отрыва. В юго-западном крыле на расстоянии 150 м от сместителя трещины отрыва залечены жильным кварцем; мощность жил 1–1,5 м, протяженность до 150 м; они прослеживаются несколькими цепочками на расстоянии около 1 км.

Среди запад-северо-западных ($285-295^{\circ}$) до северо-западных ($305-310^{\circ}$) – в зависимости от простирания главного сместителя – разрывов преобладают левые сдвиги. Амплитуда горизонтальных смещений по ним во всех установленных случаях невелика (порядка 2 км, см. рис. 41). Длина наиболее протяженных нарушений (Кызыл-Бельдеуский и Сарыбулакский разломы) равна 20 км. Единичные разломы северо-западного направления представляют собой правые сдвиги (например Актюменский).

Кроме оперяющих, в зоне Чингизского разлома встречаются сопровождающие разрывы (Арасанский и другие). Они прямолинейны, вертикальны, простираются параллельно главному сместителю на некотором расстоянии от него (от нескольких до 10–20 км) и достигают 30–50 км в длину. По морфологии и характеру смещения крыльев сопутствующие разрывы относятся к правым сдвигам.

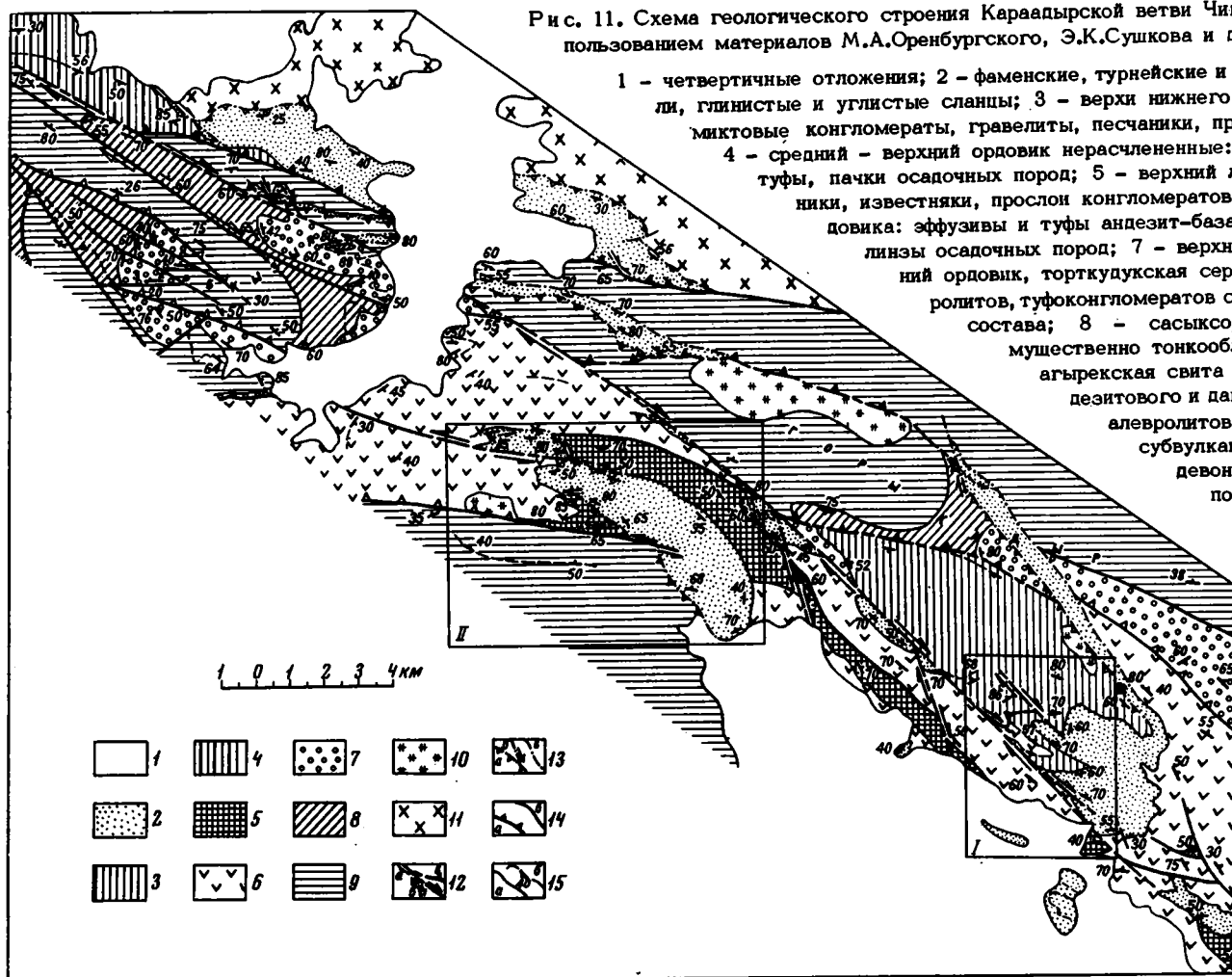
Таким образом, входящие в зону Чингизского разлома разрывные нарушения располагаются по отношению к линии главного сместителя вполне закономерно. Надвиги составляют с ней угол, максимальная величина которого достигает 45° (раскрывается в широтном направлении), сбросы – угол тоже порядка $40-50^{\circ}$, но раскрывающийся в долготном направлении. Оперяющие сдвиги подходят к Чингизскому разлому под углами $20-30^{\circ}$, причем вершины острых углов, образованных правыми сдвигами, ориентированы в западном крыле, как правило, на северо-запад, в восточном – на юго-восток, а вершины углов, образованных левыми сдвигами, ориентированы соответственно наоборот. Такой перистый структурный рисунок мог возникнуть только в результате правосторонних горизонтальных движений вдоль основного шва, что подтверждается и направлением смещений крыльев по сопровождающим разломам.

Складчатые деформации

Со сдвиганием по Чингизскому разлому связано большинство складчатых деформаций, широко распространенных в его зоне. Наиболее наглядно это выражено возле Караадырской ветви, где приразрывные складки получили локальное развитие среди пород различного возраста (рис. 11). На отдельных участках в складки смяты отложения среднего – верхнего кембрия (горы Зербкызыл, юго-западное крыло разлома), среднего и верхнего ордовика, фамена – нижнего визе (южная часть гор Кадыр, северо-восточное крыло). Оси складок и в одном, и в другом крыле образуют острые углы с линией разлома, вершинами направленные навстречу друг другу; шарниры складок всюду крутые.

Особенно эффектны приразломные складки в северо-восточном крыле, недалеко от места затухания Караадырской ветви (рис. 12). В ядре наиболее крупной антиклинали обнажаются сравнительно массивные вулканогенные породы среднего состава абаевской свиты, на которых несогласно залегает слоистая осадочная, преимущественно грубоэриггенная толща, относящаяся к самым верхам среднего и к верхнему ордовика. Крылья сложены известняками фаменского и турнейского ярусов. Антиклиналь резко асимметричная, северо-восточное ее крыло сильно растянуто, южное почти в два раза короче (соответственно 2,1 и 1,2 км); длинное крыло параллельно Караадырскому разлому. Складка быстро погружается к востоку. Вследствие пластического перераспределения материала мощность отложений на переклинали увеличивается. В ядрах смежных синклиналей, сложенных

Рис. 11. Схема геологического строения Караадырской ветви Чингизского разлома. Составлена с использованием материалов М.А.Оренбургского, Э.К.Сушкова и др.



- 1 - четвертичные отложения; 2 - фаменские, турнейские и нижневизейские известняки, мергели, глинистые и углистые сланцы; 3 - верхи нижнего карадока - верхний ордовик: полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, прослои алевролитов и известняков; 4 - средний - верхний ордовик нерасчлененные: рассланцованные порфириты и их туфы, пачки осадочных пород; 5 - верхний лландейло - нижний карадок: песчаники, известняки, прослои конгломератов; 6 - абаевская свита среднего ордовика: эффузивы и туфы андезит-базальтового и андезитового состава, линзы осадочных пород; 7 - верхняя часть шипертинского яруса - нижний ордовик, торткудукская серия: переслаивание песчаников, алевролитов, туфоконгломератов с вулканогенными породами среднего состава; 8 - сасыксорская свита среднего кембрия: преимущественно тонкообломочные осадочные отложения; 9 - агырекская свита среднего кембрия: туфы и лавы андезитового и дацитового состава, прослои кремнистых алевролитов и вулканомиктовых пород; 10 - субвулканические образования: ранне-среднедевонские (?) граносиенит- и гранодиорит-порфиры; 11 - раннедевонские гранодиориты; 12-14 - разрывные нарушения: 12 - Караадырская ветвь Чингизского разлома (а), опирающиеся ее свиги (б) и надвиги (в), 13 - послеранневизейские разрывы, затронувшие главным образом орогенный чехол, в том числе надвиги (а), свиги (б), прочие (в), 14 - более древние разломы геосинклинального структурного этажа, в том числе надвиги (а) и разрывы с неустановленным характером смещений (б); 15 - стратиграфические и интрузивные границы (а), выходы маркирующих горизонтов и элементов залегания пород (б).

I - врезка рис.12, II - врезка рис.15.

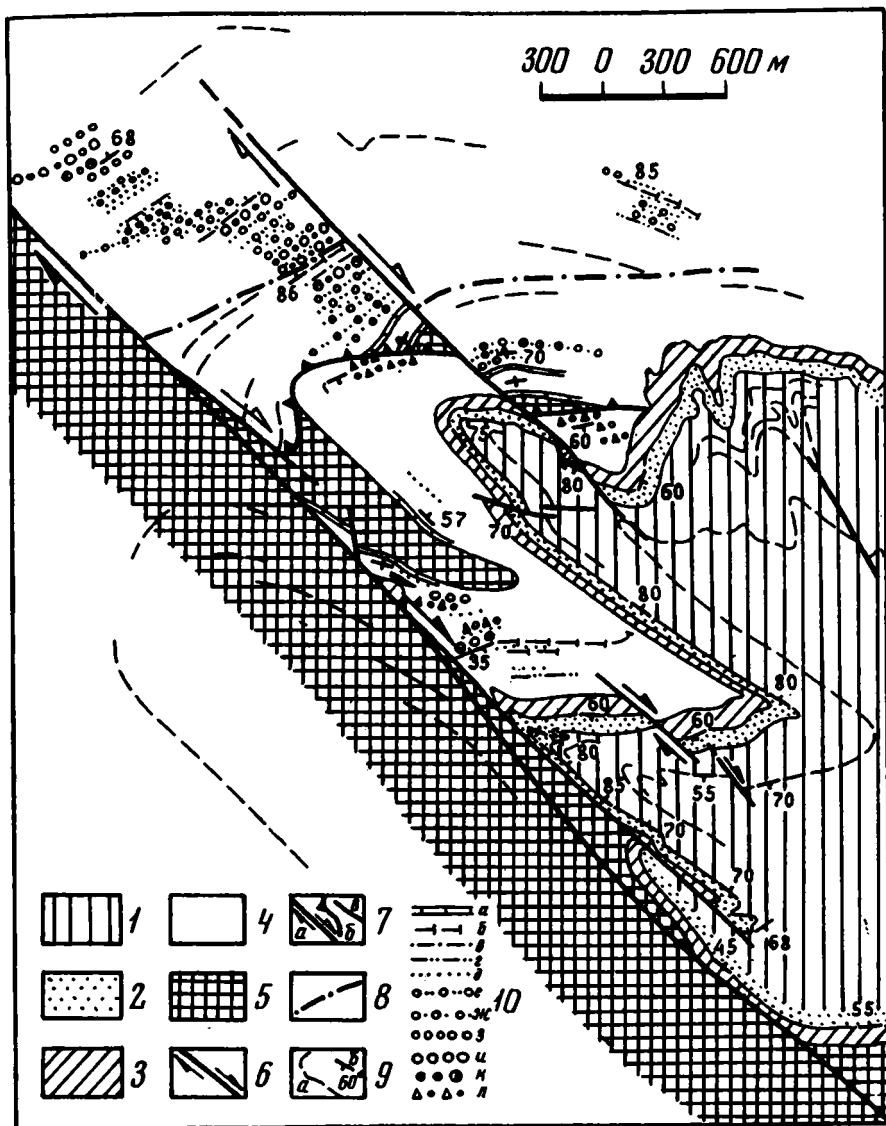


Рис. 12. Юго-восточное окончание Караадырской ветви Чингизского разлома

1 - нижний карбон нерасчлененный; 2,3 - фаменский ярус: 2 - сульфидные слои, 3 - калькаратусовые слои; 4 - верхи нижнего карбодка - верхний ордовик; 5 - абаевская свита среднего ордовика; 6-8 разрывные нарушения: 6 - Караадырский разлом (стрелки указывают направление относительного горизонтального смещения), 7 - оперяющие и сопровождающие разлом сдвиги (а), надвиги (б) и прочие нарушения, преимущественно сбросы (в), 8 - более древние разрывы; 9 - простирания горизонтов, отдешифрованные по аэрофотоснимкам (а), и элементы залегания пород (б); 10 - пласты: известняков (а), кремнистых алевролитов (б), алевролитов (в), мелкозернистых (г), среднезернистых (д) и грубозернистых (е) песчаников, гравелитов (ж), мелкогалечных (з) и крупногалечных (и) конгломератов, грубообломочных пород, содержащих гальку известняков (к), туфоконгломератов (л)

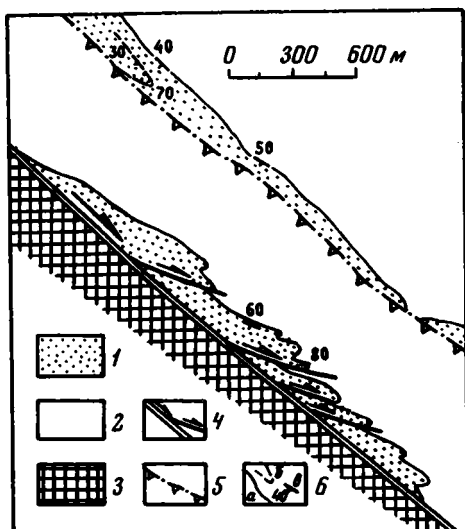


Рис. 13. Приразломные дислокации в зоне Караадырской ветви Чингизского разлома на крайнем северо-западе горной системы Чингиза

1 - фаменские известняки; 2 - раннедевонские гранитоиды, местами вмещающие их отложения среднего - верхнего ордовика; 3 - абаевская свита среднего ордовика; 4 - Чингизский разлом (Караадырская ветвь) и оперяющие его склоны; 5 - послеранневизейский надвиг; 6 - граница несогласного контакта (а), пласты известняков (б) и элементы их залегания (в)

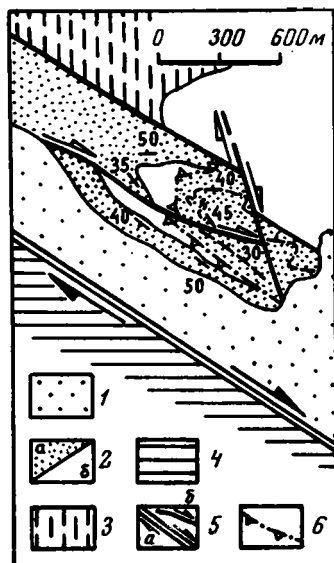


Рис. 14. Характер дислокаций в зоне Караадырской ветви Чингизского разлома, левый берег р.Шаган

1 - четвертичные отложения; 2 - девон, фаменский ярус (а) и кайдаульская свита (б); 3 - средний - верхний ордовик; 4 - агырская свита среднего кембрия; 5 - Караадырская ветвь Чингизского разлома (а) и сдвиги в ее зоне (б); 6 - надвиги

карбонатно-терригенными осадками турне - нижнего визе, пласты дисгармонично смяты.

Ось антиклинали с удалением от линии Караадырского разрыва плавно изгибается и ее простирание все больше отклоняется к широтному, так что острый угол постепенно увеличивается от 10 до 30°. Подобным образом отклоняется и ось более южной синклинали. Южное крыло последней срезается северным ответвлением разрыва, быстро затухающим к юго-востоку. В этом крыле наблюдаются приразрывные складки более мелких размеров. По другую сторону разрыва одновозрастные пласты смещены к северо-западу на 400 м с образованием приразрывной антиклинали. Северная по отношению к главной антиклинали синклинали нарушена северо-западным разломом, который сопровождается Караадырским и также является правым сдвигом с амплитудой 500 м. Южное крыло антиклинали пересекается небольшими нарушениями того же простирания.

Рассмотренные складчатые деформации в зоне Караадырского разлома исчезают уже на расстоянии 1,5 км от плоскости его сместителя (развитая дальше мелкая складчатость в турне-визейских отложениях имеет иную природу). В юго-восточном направлении складки затухают вместе со сдвигом. Известняки фамена и турне залегают там сравнительно полого, падая под углами 30-50°. Наклон же их на крыльях присдвиговых складок лишь местами равен 60°, гораздо чаще составляет не менее 70-80°; пласты нередко стоят "на головах". Некоторая дисгармония в дислокациях ниже- и среднепалеозойских толщ вызвана различиями в их компетентности.

Присдвиговые складки в карбонатных породах фамена-турне встречаются в северо-восточном крыле Караадырской ветви Чингизского разлома практически на всем протяжении. Складчатые дислокации сосредоточены в довольно узкой, шириной менее 1 км, полосе; их интенсивность вблизи разлома возрастает в северо-западном направлении, что, по-видимому, находится в определенной зависимости от величины (амплитуды) горизонтальных движений вдоль разлома. В районе юго-западных выходов раннедевонских гранитоидов Сарычекинского массива возле линии главного сместителя в фаменских известняках, залегающих непосредственно на граносиенитах, наблюдается каскад асимметричных складок с вертикальными шарнирами (рис. 13). Складки осложнены серией небольших разрывов, отходящих от основного разлома параллельно осевым плоскостям и быстро исчезающих за пределами известняков. Смещения вдоль них носят правосдвиговый характер. Очевидно, они возникли в ходе деформации в приразломной зоне, когда пластические возможности известняков после образования складок были исчерпаны и произошло нарушение их сплошности. Подобные разрывы представляют собой чешуйчатые сколы того же знака (направления смещения), что и главный сдвиг.

Более сложное сочетание присдвиговых складок и чешуйчатых сколов наблюдается северо-западнее гор Зербкызыл, на левом берегу р. Шаган (рис. 14). В результате смещений по одному из правых сколов, нарушившему антиклинальные складки, в ядрах которых выходят эффузивы кайдаульской свиты, последние наджинулись на смятые фаменские известняки, причем линия надвига дополнительно изогнулась.

Прекрасным примером механизма образования поверхностной присдвиговой складчатости служат пликативные нарушения Кадырской мульды. Эта мульда находится в западных отрогах гор Кадыр (см. рис. 11) и представляет собой вытянутую в северо-западном направлении наложенную синклиналь размером 9×2 км, которая резко несогласно залегает на различных нижнепалеозойских породах. Синклиналь выполнена терригенно-карбонатными отложениями фамена - нижнего виле, разрез которых состоит из нескольких легко картируемых на местности и хорошо дешифрируемых по снимкам толщ (рис. 15). Снизу вверх выделяются:

Мощность, м

Светло-серые, желтоватые и темно-розовые известняки, часто песчанистые, иногда окремненные (по брахиоподовой фауне ¹ калькаратусовые слои - D_3fm_1)	70
Серые кристаллические известняки (сульфидеровые слои - D_3fm_2)	90
Зеленовато-серые и красновато-бурые глинистые или кремнистые тонкослоистые известняки, сменяющиеся вверх по разрезу темно-серыми до коричневатого-серых массивными и плитчатыми известняками (кассинские слои - C_1t_1) . .	90
Чередование желтовато-серых известняково-кремнистых сланцев и кремнистых мергелей, серых глинистых известняков и известковистых песчаников, зеленовато-серых алевролитов (русаковские слои - C_1t_2)	120
Маркирующий горизонт песчанистых известняков и известковистых песчаников (ишимские слои - C_1v_1) мощностью 10-12 м, который, согласно данным П.Н.Кропоткина (1944), надстраивается серыми и светло-желтыми глинистыми сланцами (30 м), темно-бурыми и черными углисто-глинистыми и углистыми сланцами с прослоями светлых глинистых разностей, тонкими пропластками кремнистых мергелей и пластами каменного угля (до 180 м)	210-220

¹ Фаунистические списки приводятся в "Геологии Чингизской геоантиклинорной зоны" (1962).

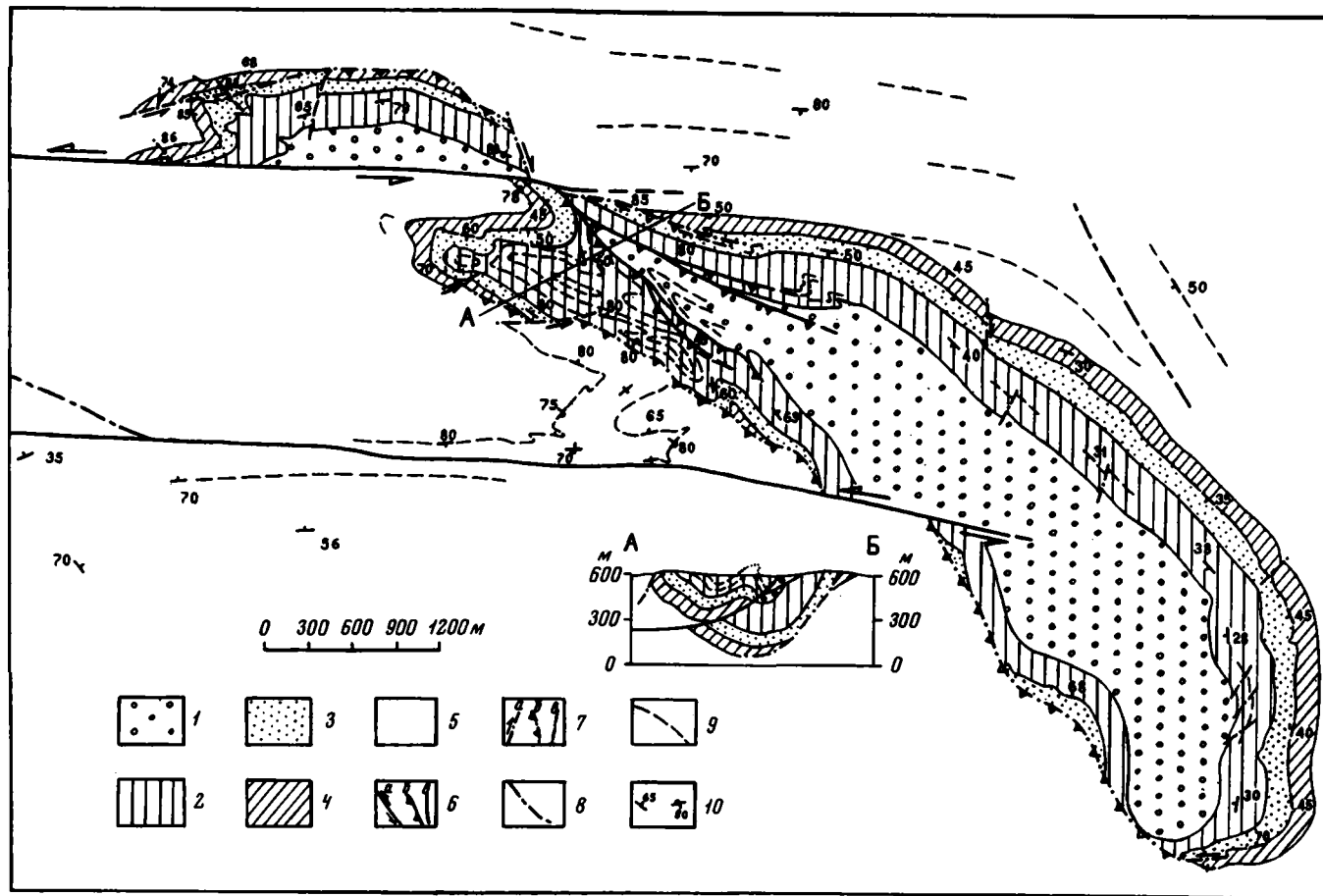


Рис. 15. Геологическая схема и разрез Кадырской синклинали

1 - ишимские слои нижнего визе; 2 - русаковские и кассинские слои турнейского яруса; 3; 4 - фаменский ярус; 3 - сульфидные слои, 4 - калькаратусовые слои; 5 - нижний палеозой; 6-8 - разрывные нарушения: 6 - сдвиги (а), надвиги (б), прочие разрывы (в) Чингизской системы, 7 - послеранневизейские сдвиги (а), надвиги (б), преимущественно сбросы (в), 8 - более древние разломы в нижнепалеозойских породах; 9 - маркирующие горизонты; 10 - элементы залегания

Кадырская синклиналь по краям осложнена небольшими согласными (с простираннием слоев) надвигами, наклоненными к юго-западу и югу, и кососекущими сопряженными с ними короткими сдвигами. В целом синклиналь несколько асимметрична — сильнее нарушено и сжато юго-западное ее крыло, так что продольная ось структуры смещена в его сторону. Вдоль северо-восточного крыла падение пластов меняется от 30 до 40–50°, а на юго-западном крыле достигает 60–70°.

На крайнем северо-западе Кадырская мульда осложнена прямолинейным субширотным разломом, входящим в систему левых сдвигов Чингизской зоны. К востоку от мульды разлом быстро затухает, к западу он протягивается вплоть до северных подножий горы Атей; видимая длина его 7,5 км. Амплитуда горизонтального перемещения на восточном конце разлома достигает 2,4 км, вертикальная составляющая отсутствует. Более мелкий сдвиг такого же простиранния нарушает еще и среднюю часть мульды, крылья его обнажены крайне плохо.

В южном крыле первого сдвига недалеко от его окончания хорошо выражена приразломная антиклиналь с довольно крутым шарниром, ось которой с удалением от линии сдвига плавно отклоняется к югу, составляя с ней острый угол до 30°. Антиклиналь сложена относительно массивными фаменскими известняками (калькаратусовые и сульфидеровые слои). Подстилающие породы в ней участия, по-видимому, не принимают (в этом месте они почти не обнажаются). Длинное крыло складки параллельно разлому и в два раза более протяженное, чем короткое.

От сдвига параллельно оси антиклинали отходит разрыв надвигового типа, следующий вдоль короткого крыла складки, затем разветвляющийся на несколько чешуй и затухающий примерно через 2 км. По более южным составляющим этого разрыва юго-западное крыло Кадырской мульды надвинулось на ее ядерную часть, а по более северным ответвлениям в том же направлении произошел срыв между ядром, сложенным толшей нижнего визе, и северо-восточным крылом. В результате в нижневизейских отложениях возникли сильно сжатые небольшие линейные складки. К юго-западу от надвига (в висячем крыле) слоистая толща турне дисгармонично смялась в запрокинутые к северо-востоку складки. Указанные складчатые дислокации к юго-востоку быстро исчезают вместе с надвигами.

Вблизи субширотного сдвига вдоль оперяющего его надвига приведены в непосредственное соприкосновение юго-западное и северо-восточное крылья Кадырской синклинали, в то время как центриклинальное ее замыкание находится значительно северо-западнее, за сдвигом. К востоку от надвига последний переходит в безамплитудную трещину, прослеживаясь среди нижнепалеозойских отложений на расстрании всего 1–1,3 км. Очевидно, смещение по сдвигу в районе Кадырской синклинали было довольно поверхностным и затронуло лишь небольшие по мощности относительно полого залегающие толщи среднего палеозоя, резко отличающиеся по физическим свойствам от подстилающих образований. При сдвигании в восточном направлении произошел навалок относительно вязких пород фаменского яруса на более пластичную толщу турне-нижнего визе. Юго-западное крыло Кадырской синклинали надвинулось на северо-восточное, смяв и полностью перекрыв ядро. В результате горизонтальное смещение вдоль вертикального разлома перешло в движение по сопряженным наклонным поверхностям и рассеялось внутри более пластичной толщи. Сдвиг трансформировался в надвиг, который полностью погасил сдвиговую компоненту перемещения. Составной частью такой компенсации послужило образование приразломной антиклинали; в литературе подобные дислокации обычно называются сдвиговыми складками волочения.

Описанный сдвиг является односторонним — сместилось в основном лишь одно крыло, южное. В северном крыле активное перемещение если и имело место, то, судя по характеру приразломных дислокаций, очень незначительное. Дополнительная деформированность северо-западного, "отрезанного", участка Кадырской синклинали, отличающегося большей степенью сжатия, чем крайне юго-восточная часть структуры, может быть следствием реактивным напряжений, возникших в результате действия сил трения при движении южного крыла сдвига.

Присдвиговые складчатые деформации, характерные морфологические черты которых были разобраны выше, встречаются во многих местах вдоль главного сместителя Чингизского разлома среди слоистых пород любого возраста. Они различны по размерам – от плейчатоности, возникшей при смятии кливажных пластин и плоскостей рассланцевания (см. рис. 8), и небольших складок (показаны, в частности, на рис. 6), образованных отдельными более пластичными горизонтами (очень часто известняками) до сравнительно крупных дислокаций, в сложении которых участвуют целые толщи (например, каркаралинская и калмакэмельская свиты, см. рис. 57). Довольно разнообразна и форма присдвиговых складок – от "зачаточной" волнистости (см. рис. 7), горизонтальных флексур и коленообразных изгибов до брахискладок и сильно сжатых складчатых каскадов, сопровождаемых сколами (см. рис. 13). Одни из приразломных складок более поверхностные, другие распространяются, по-видимому, на значительную глубину. Но всюду они асимметричны, пространственная ориентировка основных складчатых элементов строго определенная: шарниры наклонены очень круто или вертикальны, осевые плоскости в плане дуговидно отклоняются от линии главного сместителя Чингизского разлома, так что острый угол между ними постепенно увеличивается (до 30°). Вершины острых углов в западном крыле разлома направлены на юго-восток, в восточном крыле – на северо-запад.

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ОКОНЧАНИЕ ЗОНЫ ЧИНГИЗСКОГО РАЗЛОМА

Окончание самой протяженной кулисы следует субпараллельно более северной ветви разрыва на расстоянии 80 км. Заключенный между ними блок Чингизского антиклинария сложен исключительно сильно дислоцированными толщами среднего и верхнего кембрия, нижнего и среднего ордовика, прорванными каледонскими позднегеосинклинальными трещинными интрузиями. Среди нарушений, относящихся к Чингизской системе, в этом блоке уверенно выделяются лишь субмеридиональные сбросы, выраженные зонами дробления, геоморфологическими уступами и понижениями, а также сбросо-сдвиги (правобокковые) север-северо-западного направления; сбросовые зоны особенно многочисленны в районе к северо-западу от р. Шаган.

Кулиса, ограничивающая межразломный блок с запада, от места пересечения с р. Шаган начинает приближаться к восточной ветви разлома. В северо-восточном, лучше обнаженном крыле она сопровождается непрерывной полосой повышенной трещиноватости и кливажа шириной до 300 м. В ее пределах распространены в основном кливажные отдельности и трещины скалывания, параллельные линии главного сместителя (азимут их простирания к северо-западу соответственно меняется от 320 до $330-335^\circ$) и падающие либо вертикально, либо под углами до 70° к северо-востоку. На крайнем северо-западе, примерно в 25 км от р. Шаган, разлом расщепляется. Главный сместитель все еще четко прослеживается по азимуту 337° на расстоянии 10–12 км, разделяя толщи разного возраста (к западу – торткудукская серия, к востоку – абаевская свита и вышележащие нижекарадокские известняки). Но к северу от него под углом около 20° отходит серия нормальных сбросов, образующих несколько параллельных зон. Они состоят из более коротких, подставляющих друг друга разрывов длиной 1–2,5 км, у которых в большинстве случаев опущены западные крылья; вертикальная амплитуда каждого из них, не превышает 200 м. Сбросы вытягиваются по азимуту в среднем 355° и затухают не доходя 1,5–2 км до следующей кулисы, простирающейся в этом месте по азимуту 316° и выраженной очень четко (см. рис. 44). Немного не достигает ее и сместитель более южной кулисы, который, таким образом, как единое разрывное нарушение рассеивается.

Северная кулиса Чингизского разлома в районе своего юго-восточного окончания отстоит от западной значительно дальше (порядка 14–12 км). Но и она слабо отклоняется в сторону последней – простирание Караадырской ветви меняется от $298-300^\circ$ в горах Зербкызыл до $313-315^\circ$ на юге гор Кадыр (см.

рис. 11). Караадырская ветвь имеет типично правосдвиговый перистый рисунок: в северо-восточном крыле основной сместитель оперяется субширотными надвигами, нередко следующими вдоль более древних нарушений близкого простирания; в юго-западном – секущими сдвигами (правыми) простирания $340-343^{\circ}$ с небольшой сбросовой составляющей. Широтные надвиги встречаются и к западу от главного сместителя, а север-северо-западные сдвиги – к востоку от него, но они очень незначительны.

Степень дислоцированности пород в приразломной зоне заметно уменьшается к северо-западу от хр.Муржик – с приближением к разлому увеличивается только наклон пластов, складчатые же деформации, столь интенсивно развитые в фамен-нижнекамменноугольных отложениях юго-восточнее (см. рис. 13,14), выражены слабо или совсем отсутствуют. К северу от гранитов массива Эдрей линия нарушения перегибается разрывом север-северо-восточного простирания, смешаясь вдоль него примерно на 300 м (см. рис. 69).

За широкой долиной р.Тундык Чингизский разлом прослеживается среди структур выделенного Н.А.Севрюгиным (1959) Алкамерген-Джеландинского антиклинория, являющегося северо-западным продолжением Аркалькского антиклинория (рис. 16). Сместитель разлома на обнаженных участках выражен весьма отчетливо. Так, на крайнем северо-западе он фиксируется, по данным О.У.Омарова и других, выходами сильно рассланцованных, давленных, брекчированных и окварцеванных пород; ширина этой полосы около 500–700 м, вскрывается она на протяжении 4 км. Со стороны северо-восточного крыла разлом сопровождается параллельно простирающимися нарушениями, которые диагностируются как небольшие правые сдвиги.

Главный сместитель разлома в нескольких местах смещается на 50–200 м более поздними нарушениями преимущественно северо-восточного направления. Секущие разрывы, исходя из вертикального падения поверхности Чингизского разлома, являются, по всей видимости, сдвигами. Характер смещений вдоль главного сместителя установить в настоящее время трудно. Более определенно можно говорить лишь о наличии вертикальной составляющей (западное крыло несколько опущено).

Рассмотренный отрезок Чингизского разлома на крайнем северо-западе (см. рис. 16) перекрывается рыхлыми кайнозойскими наносами и больше нигде не вскрывается, теряясь, очевидно, под ними. Обнажающиеся еще дальше (в 10–15 км северо-западнее) палеозойские структуры имеют уже северо-восточное простирание (Майкаинский антиклинорий), и разрывы чингизского направления среди них практически отсутствуют (см. рис. 2). В районе оз.Алкамерген не видно такого расщепления, как на северном конце более южной кулисы. Однако перебивание сравнительно небольшими нарушениями других направлений свидетельствует о несомненном затухании линеамента.

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ЗОНЫ ЧИНГИЗСКОГО РАЗЛОМА

Об особенностях строения юго-восточного продолжения зоны Чингизского разлома можно судить лишь приближенно по геофизическим данным. Под мезозойско-кайнозойским чехлом Алакольской впадины разлом отмечается полосой высоких градиентов гравитационного и магнитного полей, а также границей распространения областей геоэлектрического поля (Третьяков, 1960; Самыгин, Третьяков, 1971).

По аэромагнитным данным разлом хорошо фиксируется по смене характера поля (рис. 17). Область, располагающаяся к востоку от него, отличается в общем высокоаномальным магнитным полем и резкими перепадами интенсивности (от –400 до +1500 гамм). Магнитное поле представлено несколько вытянутыми в плане четко очерченными аномалиями интенсивностью до +1500 гамм на фоне значительного – в пределах $\pm 300-400$ гамм – и слабо варьирующего отрицательного интенсивностью до 700 гамм полей. Сильно расчлененный характер возмущенного магнитного поля обусловлен присутствием разнообразных по магнитным

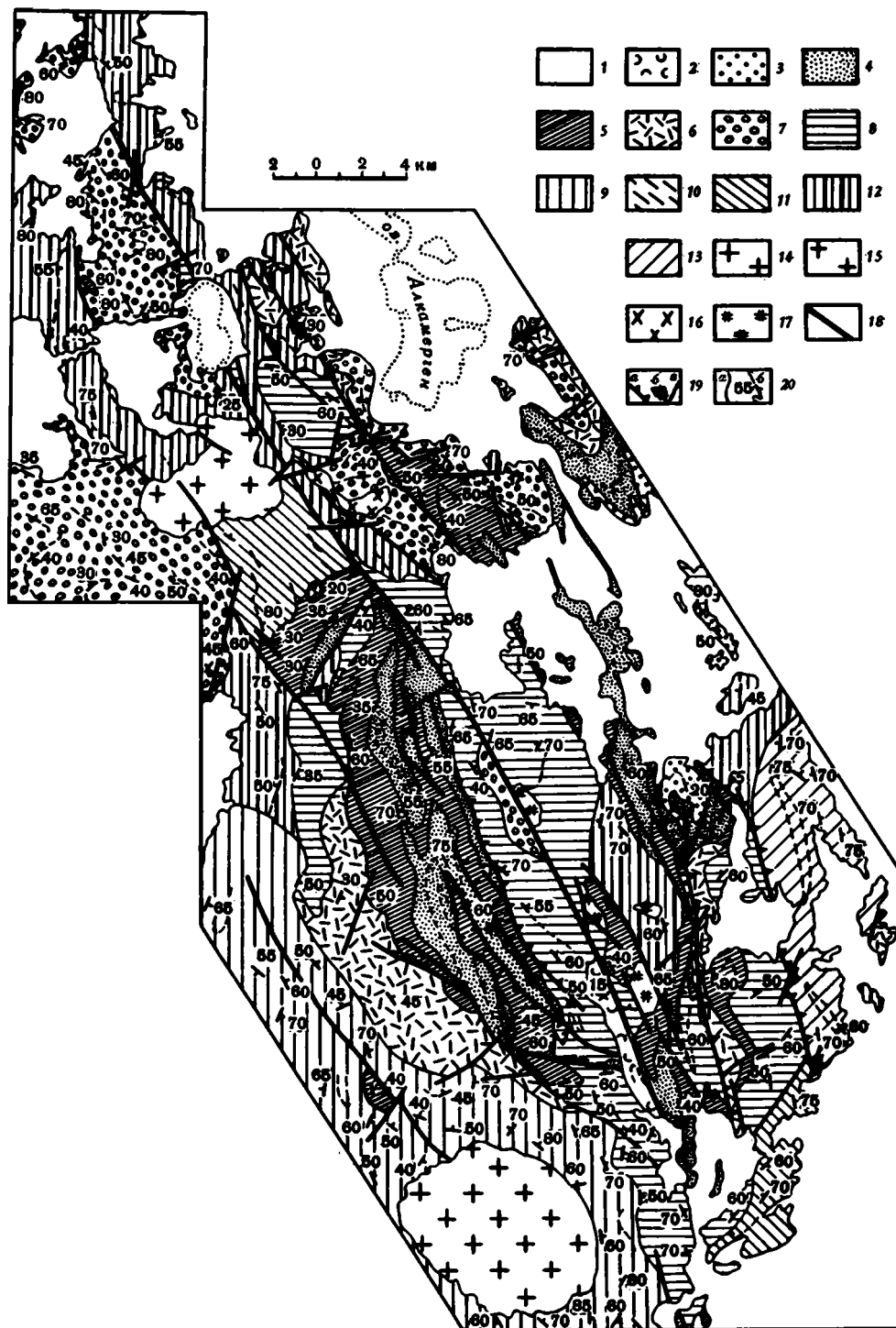


Рис. 16. Схема геологического строения Алкамерген-Джеландинского антиклинария. Составлена по материалам Т.В.Константинович, О.У.Омарова и др.

1 - кайнозойские отложения; 2 - нижняя юра: конгломераты, песчаники, вверху мергелистые песчаники и алевролиты; 3 - нижний визе: алевролиты, песчаники, аргиллиты, известняки, вверху пласты каменного угля и углистых сланцев; 4 - фаменский и турнейский ярусы: известняки, мергели, в основании конгломераты

свойствам пород, главным образом вулканогенных толщ различного состава и многочисленных интрузий гранитоидов. К западу от линии Чингизского разлома находится область спокойного, преимущественно отрицательного, магнитного поля низкой интенсивности (от -100 до -300 гамм). Исключительно выдержанный характер магнитного поля и геологические данные по отдельным "островным" выходам палеозойских пород свидетельствуют о более или менее однородном, существенно терригенном составе фундамента этой части Алакольской впадины. Лишь на самом ее севере, в западном крыле разлома, выделяется область слабо варьирующая и слабо возмущенного знакопеременного - в пределах $\pm 200-300$ гамм - магнитного, поля, которая представляет собой площадь, сложенную в основном вулканогенными образованиями, обнажающимися непосредственно северо-западнее.

Соответственно отличается и поле силы тяжести по разные стороны от Чингизского разлома. К востоку от него поле резко дифференцировано и образует вытянутые в северо-западном направлении аномалии; к западу распространены широкие аномалии с плавным изменением значений. Линия разлома выделяется в гравиметровом поле, как указывает В.Г.Третьяков (1960), четко выраженной зоной сближенных изоаномал, которая протягивается на 80 км от юго-восточной оконечности гор, Кызыл-Бельдеу до р.Хатынсу. Далее к юго-востоку разлом прослеживается лишь западнее гор Аркалды в виде относительно отрицательной аномалии силы тяжести.

Чингизский разлом служит прямолинейной границей между областями высокоомных (к северо-востоку) и низкоомных (к юго-западу) пород опорного геоэлектрического горизонта. Область высоких удельных электрических сопротивлений (до 25 ом) совпадает с площадью развития неглубоко залегающих (200-500 м, по данным ВЭЗ) вулканогенных и интрузивных пород среднего - позднего палеозоя. Область низкоомного (5-7 ом) опорного геоэлектрического горизонта обусловлена, по данным В.В.Гульницкого, угленосными триас-юрскими отложениями. Вертикальное смещение блоков палеозойского фундамента Алакольской впадины, определяемое по залеганию кровли опорного геоэлектрического горизонта, достигает вдоль линии разлома 400 м (опущено западное крыло, рис. 18).

и песчаники; 5 - живетский и франский ярусы: красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, вверх с линзами известняков, прослой эффузивов кислого, реже щелочного и среднего состава и их туфов; 6 - кайдаульская свита нижнего - среднего девона: эффузивы и туфы среднего (преимущественно внизу) и кислого состава с линзами туфоконгломератов; 7 - доненжальская свита нижнего - верхнего силура: пестроцветные песчаники, алевролиты конгломераты, вверх порфириты и их туфы; 8 - верхний ордовик: конгломераты, песчаники, линзы известняков, в средней части эффузивы и туфы основного и среднего состава; 9 - средний ордовик - низы верхнего ордовика: зеленоцветные песчаники, кремнистые сланцы, яшмокварциты, туфопесчаники, прослой конгломератов, эффузивов и туфов основного и среднего состава, линзы известняков; 10 - верхний кембрий, торткудукская серия: песчаники, гравелиты, линзы известняков; 11 - средний кембрий: порфириты среднего и основного состава с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, вверх песчаники, конгломераты, алевролиты, кремнистые сланцы, яшмы, кварциты с горизонтами основных лав, по всему разрезу линзы известняков; 12 - бошекульская серия нижнего - среднего кембрия: спилиты, диабазовые порфириты, эффузивы среднего состава с прослоями яшм, кварцитов и терригенных пород, вверх появляются альбитофиры; 13 - еремантауская серия нижнего кембрия: пестроцветные кварциты и яшмы, порфириты основного состава, горизонты зеленых сланцев; 14, 15 - граниты: 14 - пермские, 15 - позднекаменноугольные - раннепермские; 16 - средне-позднекаменноугольные граниты и гранодиориты; 17 - средне-позднечерошские сиенит-порфиры; 18 - Чингизский разлом; 19 - прочие разрывные нарушения: надвиги (а), сдвиги (б) и разломы с неясным характером перемещений крыльев (в); 20 - геологические границы (а), простирающие маркирующих горизонтов и элементы залегания слоев (б)

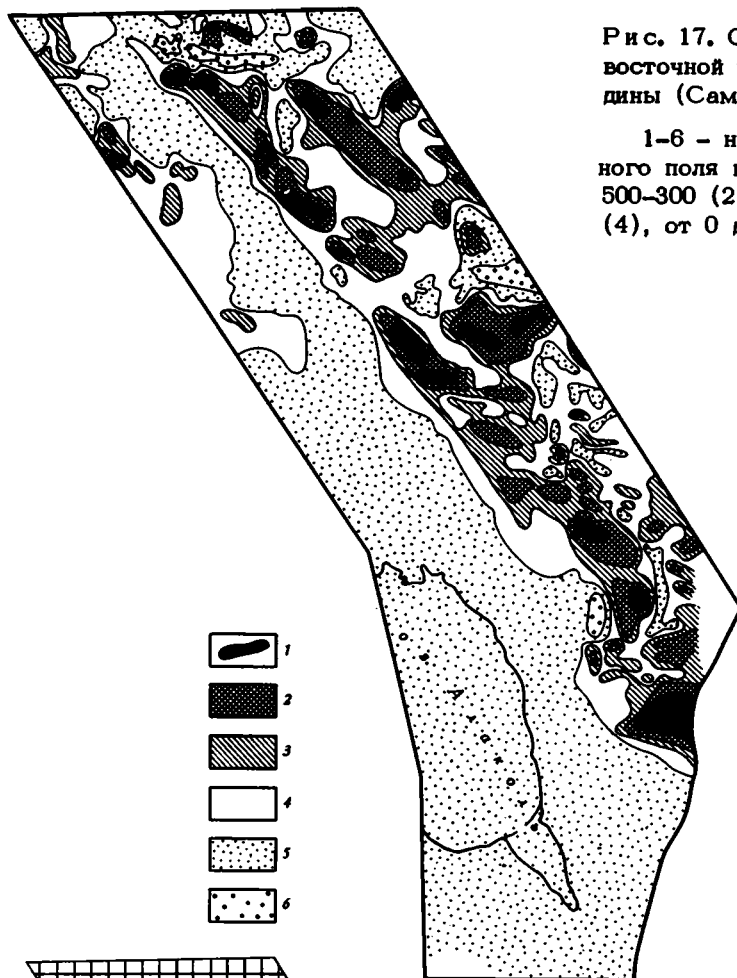


Рис. 17. Схема магнитного поля восточной части Алакольской впадины (Самыгин, Третьяков, 1971)

1-6 - напряженность магнитного поля в гаммах: ≥ 500 (1) 500-300 (2), 300-200 (3), 200-0 (4), от 0 до -300 (5), ≤ -300 (6)

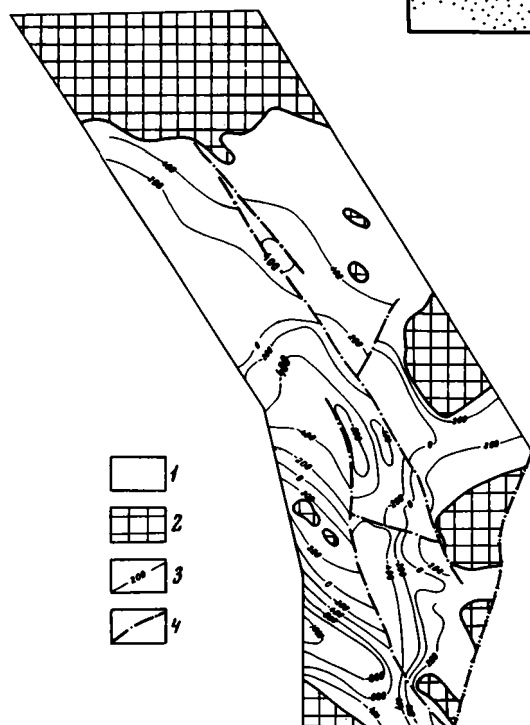
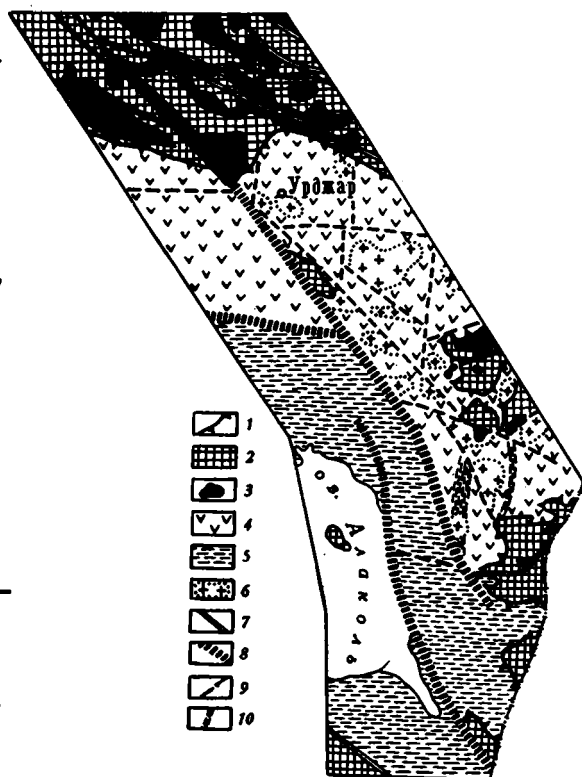


Рис. 18. Рельеф опорного геоэлектрического горизонта в восточной части Алакольской впадины (Самыгин, Третьяков, 1971)

1 - площадь развития мезозойско-кайнозойского чехла; 2 - выходы палеозойских образований; 3 - изогипсы кровли опорного геоэлектрического горизонта; 4 - зоны разломов палеозойского фундамента, выделенные по электро-разведочным данным

Рис. 19. Схема геологического строения восточной части Алакольской впадины (Самыгин, Третьяков, 1971)

1 - контур распространения мезозойско-кайнозойского чехла; 2, 3 - выходы на дневную поверхность палеозойских пород: 2 - осадочно-вулканогенных отложений, 3 - интрузий гранитов и гранодиоритов; 4-6 - площади развития (по геофизическим данным): 4 - вулканогенных формаций средне-визейского-пермского возраста, 5 - существенно терригенных формаций среднего - верхнего палеозоя (до среднего карбона включительно), 6 - интрузий позднепалеозойских гранитоидов; 7 - разломы в пределах обнаженных участков палеозойских пород; 8-10 - разломы, установленные по геофизическим данным под мезозойско-кайнозойским чехлом: 8 - наиболее четко проявленные, крупные, 9 - мелкие, 10 - зоны дробления



Таким образом, Чингизский разлом на юго-востоке четко трассируется на расстоянии 140 км вплоть до юго-западных подножий гор Арасантау. Вдоль северо-восточного подножия гряды Карпебай (к югу от г. Урджар) проходит непосредственное продолжение основной кулисы, обнажающейся к северу от края Алакольской впадины. К юго-востоку от гряды прямолинейный след разлома "просвечивает" кое-где через кайнозойский чехол вплоть до юго-западных склонов гор Балтабай и Аркалды. Вдоль юго-западного края гряды Карпебай по геофизическим данным отчетливо прослеживается другая, сближенная здесь с первой, ветвь. Простирание юго-западной ветви на южном конце приближается к меридиональному. У границы с КНР разлом затухает.

Из изложенного ясно, что Чингизский разлом представляет собой четкий прямолинейный вертикальный тектонический шов кулисного строения, общая протяженность которого превышает 700 км. Структурный рисунок зоны Чингизского разлома (в плане перекрестно-перистый) характеризует его как правый сдвиг. Этому отвечает взаиморасположение всех структурных элементов, включая и многие мелкие формы (трещины, плоскости рассланцевания, жилы, дайки и пр.), в том числе непосредственно возле самого сместителя. Структурный рисунок принципиально не меняется на всем протяжении разлома. Так, в северо-восточном крыле погребенной кулисы оси положительных магнитных аномалий (магнитных тел) расположены в целом под острым углом к ней, простираясь на запад-северо-запад. Отрицательные магнитные аномалии вытянуты, наоборот, в субмеридиональном направлении. Они интерпретируются как довольно широкие зоны интенсивного дробления (рис. 19).

Северо-западные правые сдвиги, долготно вытянутые сбросы и широтные надвиги обусловлены одним полем тектонических напряжений, максимальные сжимающие усилия в котором были ориентированы в меридиональном направлении. По отношению к этому полю перечисленные нарушения являются сопряженными раз-

рывами первого порядка, связанными с зоной крупного нарушения¹. Местным изменением ориентировки осей напряжений в этой зоне обусловлено возникновение опережающих сдвигов. Правые сдвиги север-северо-западного и левые сдвиги запад-северо-западного простираения составляют систему сопряженных разрывов второго порядка; сжимающие усилия полей тектонических напряжений второго порядка действовали в северо-восточном направлении. Подобная переориентировка напряжений вблизи Чингизского разлома вызвала отклонение линий широтных надвигов и параллельных им осей присдвиговых складок в сторону главного сместителя (надвиги и оси складок приближаются к нему под очень острыми – от 30 до 10° – углами), перпендикулярно второстепенному сжатию. Появление опережающих правых сдвигов запад-северо-западного (до северо-западного) простираений связано, вероятно, с механизмом образования чешуйчатых пластических сколов – разрыв происходил вслед за значительной пластической деформацией в виде присдвиговых складок. Во всяком случае, самый крупный из них – Актюменский разлом (см. рис. 9) – сменяется на северо-западе складчатыми дислокациями близкого типа.

С правым сдвигом по Чингизскому разлому хорошо увязываются особенности морфологии зоны главного сместителя. Наибольшее количество чисто сдвиговых деформаций отмечается обычно на отрезках, имеющих строго северо-западное направление. Отрезки, простираения которых ближе к широтному, сопровождаются дислокациями, указывающими на обстановку относительного сжатия. Так, самая большая мощность полосы расланчивания и динамометаморфизма отмечается в районе хр. Кан-Чингиз, где линия сместителя простирается по азимуту около 300°. Зона смятия, наиболее интенсивно выраженная там по сравнению с другими участками, достигает максимальной ширины (в обоих крыльях) 5–7 км. На отрезках же разлома, где простираение сместителя приближается к меридиональному (330–340°), распространены относительно слабые кливаж и трещиноватость, неравномерное дробление и брекчирование пород, образующие приразломную полосу шириною не более первых сотен метров; к ним часто приурочены небольшие односторонние грабены. Следовательно, на подобных участках преобладают признаки относительного растяжения, и вдоль главного сместителя лучше выражена вертикальная (сбросовая) составляющая перемещения (см., например, рис. 18). К таким отрезкам относятся окончания кулис; сдвиговая составляющая вдоль них проявлена слабохарактерные присдвиговые дислокации, как правило, отсутствуют.

¹ Сопряженные разрывы северо-восточного простираения в зоне Чингизского разлома развиты крайне незначительно.

СООТНОШЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ (ДОДЕВОНСКИХ) СТРУКТУР С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ

В данной главе рассматриваются соотношения с разломом различных структур, возникших в каледонскую эпоху складчатости. Эти соотношения отчетливо видны на отрезке от северного края Чингизского антиклинория до области сочленения каледонских и герцинских структур (на юго-востоке) включительно.

Наиболее древние структуры (нижний ярус геосинклинального складчатого комплекса зоны раннекаледонской консолидации) обнажаются главным образом в пределах приразломной полосы. Эти структуры имеют близкое к разлому простирание и крайне сложно дислоцированы (большой частью мы имеем дело с их фрагментами), а слагающие их формации довольно выдержаны по составу на больших площадях, поэтому о взаимоотношениях с Чингизским сдвигом судить очень трудно.

Гораздо лучше в осевой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория сохранились структуры верхнего яруса раннекаледонского складчатого комплекса, формационное выполнение и возраст отдельных формаций которых значительно отличаются. К ним относятся Атейская, Бестамакская и Сарышожинская мегасинклинали (прогибы). Строение их сводных разрезов в общем виде отображено в табл. 2, а более подробно освещено в специальной статье (Самыгин и др., 1969). Во всех прогибах мощные осадочно-вулканогенные серии состоят из двух комплексов, разделенных перерывами. Центральные, ядерные части, занимающие обычно почти всю современную площадь структур (борта обнажаются не везде и гораздо сильнее дислоцированы), сложены относительно легко диагностируемыми свитами нижнего — среднего ордовика.

Мы остановимся на современном положении только двух прогибов, выполненных ниже-среднеордовикскими отложениями и составляющих ядра Сарышожинской и Бестамакской мегасинклиналей¹. Затем будет описана структурно-фациальная зональность в отложениях верхнего ордовика — нижнего силура, широко распространенных на юго-западном склоне Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В конце главы коснемся особенностей размещения гранитоидного пояса позднесилурийского интрузивного комплекса.

ПРОГИБЫ, ВЫПОЛНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯМИ НИЖНЕГО—СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

Бестамакский прогиб

Большая часть прогиба расположена в западном крыле Чингизского разлома (основной кулисы), протягиваясь в северо-западном направлении на расстоянии свыше 75 км; видимая максимальная ширина его достигает 15 км. В прогибе

¹ Соотношения Атейского прогиба с Чингизским сдвигом кратко рассматриваются в главе VII.

выделяют две связанные одна с другой постепенным переходом свиты – бестамакскую и саргалдакскую, которые по многочисленным сборам фауны относятся соответственно к верхнему лландейло – нижнему карадоку и к верхам нижнего карадока (Стратиграфическое ..., 1971; Никитин, 1972). Под названием еркебидакской и ангрensorской свит они были ранее подробно описаны И.Ф. Никитиным (1960а; Геология ..., 1962).

В основании бестамакской свиты, трансгрессивно залегающей на различных горизонтах торткудукской серии и на прорывающих их гранодиоритах чаганского интрузивного комплекса, повсеместно прослеживается выдержанная пачка серых, в средней части массивных известняков мощностью 150 м – так называемые бестамакские слои. В низах пачки обычно присутствуют мелкозернистые песчаники с известковистым цементом. Выше бестамакских известняков наблюдается чередование, часто ритмичное, по несколько метров, слоистых алевролитов (внизу известковистых, вверху содержащих линзы известняков) с граувакковыми и туфогенными песчаниками; последние к юго-востоку постепенно исчезают. В юго-восточном направлении выклиниваются и отложения вышележащей саргалдакской свиты. Нижняя часть бестамакской свиты фаунистически хорошо охарактеризована остатками граптолитов, трилобитов и брахиопод^{12*}.

Средняя часть Бестамакского прогиба представляет мегасинклиналь сундучной формы. Слои на бортах падают под углами 40–50°, но с удалением от бортов быстро выполаживаются и в ядре прогиба залегают почти горизонтально или смяты в очень пологие сопряженные складки и флексуры (Никитин, 1960а). Северо-восточный борт на многих участках осложнен падающими на северо-восток продольными разрывами типа взбросов и крутых надвигов, вблизи которых пласты задраны и нередко стоят "на головах". Кроме того, они пересекаются меридиональными и северо-западными нарушениями, оперяющими Чингизский разлом.

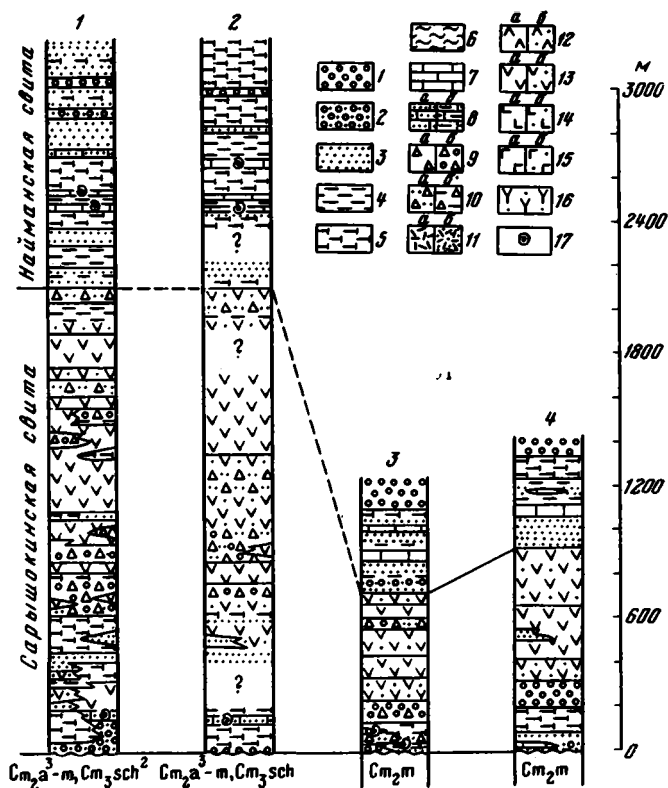
На юго-востоке Бестамакская мегасинклиналь довольно резко сужается и меняет свое простирание на субширотное, а к востоку от сместившего ее Маматского правого сдвига приобретает даже северо-восточное простирание (см. рис. 3, 38). Ширина синклинальной структуры здесь всего около 2 км, пласты на крыльях имеют падение 20–35°. Разрез представлен лишь низами бестамакской свиты видимой мощностью 400–500 м, причем выше бестамакских известняков (около 100 м) значительную роль играют глинистые алевролиты. На востоке синклиналь обрывается Карлыбулакским разломом, за ним распространены зеленокаменно измененные сильно расщепленные отложения среднего (?) кембрия, на которые с юго-востока надвинуты вулканы торткудукской серии. С приближением к Карлыбулакскому разлому шарнир синклинали испытывает воздымание.

К востоку от Чингизского разлома разновозрастные образования среднего ордовика известны в районе гор Окпекты, где впервые были изучены и палеонтологически охарактеризованы М.Б. Мычником (Никитин, 1960а). Они слагают небольшую наложенную синклиналь, вытянутую в широтном направлении и замыкающуюся на востоке. На западе, где ее ширина достигает 1,5 км, синклиналь срезается субмеридиональным Окпектинским сбросом, за которым выходят метаморфизованные породы предположительно нижнего – среднего (?) кембрия и образования торткудукской серии. Длина синклинали около 4,5 км, крылья наклонены под углом примерно 30°. В основании залегают известняки бестамакских слоев, мощность которых составляет 80–85 м, внизу известняки переходят в известковистые песчаники. Вышележащая пачка сложена мелкозернистыми песчаниками с горизонтами (мощностью по 5–10 м) кремнисто-глинистых алевролитов и линзовидными прослоями кристаллических известняков. Суммарная видимая мощность разреза порядка 250–300 м, в нескольких пластах встречены трилобиты, брахиоподы и граптолиты^{13*}. Подстилающие породы представлены ороговикованными песчаниками, алевролитами и различными порфиритами и туфами среднего состава, набор которых по внешнему облику и характеру взаимоотношений аналогичен толщам торткудукской серии, обнажающимся в районе Бестамакской синклинали западнее Чингизского разлома.

Вещественный состав, фауна и особенности строения разреза, а также морфология Окпектинской синклинали с несомненностью указывает на то, что она

Рис. 21. Типы разрезов сарышожинской и найманской свит в западном (1,3) и восточном (2,4) крыльях Чингизского разлома

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты и аргиллиты; 5 - кремнистые алевролиты; 6 - яшмы; 7 - известняки; 8 - песчаные (а) и глинистые (б) карбонатные породы; 9 - туфобрекчии (а) и туфоконгломераты (б); 10 - туфопесчаники (а) и туфоалевролиты (б); 11 - эффузивы (а) и туфы (б) кислого состава; 12 - дацитовые порфиры (а) и их туфы (б); 13 - андезитовые порфириты (а) и их туфы (б); 14 - андезит-базальтовые порфириты (а) и их туфы (б); 15 - эффузивы (а) и туфы (б) основного состава; 16 - туфы смешанного состава; 17 - местонахождение фауны



является окончанием Бестамакской мегасинклинали. Таким образом, Бестамакский прогиб разобран вдоль главной кулисы Чингизского сдвига на несколько десятков километров. Точную амплитуду смещения определить нельзя, так как непосредственно по обе стороны от разлома маломощные отложения, характеризующие окончание структуры, оказались размытыми в результате локальных вертикальных блоковых подвижек в приразломной зоне,

Сарышожинский прогиб

Прогиб примыкает к Чингизскому разлому с запада. Выполняющие его ниже - среднеордовикские образования наиболее хорошо изучены в районе Сарышожинского позднепалеозойского интрузивного массива (Труды ..., 1960, т. I; Геология ..., 1962; Лялин, Миллер, Никитина, 1964), где Р.А. Борукаевым и Н.К. Ившиным были выделены две согласно залегающие одна на другой свиты: сарышожинская и найманская, позже отнесенные соответственно к аренигскому ярусу и к верхам аренигского - лланвирискому ярусу (Никитин, Аполлонов, Цай, 1968). От Сарышожинского интрузива эти свиты с небольшими интервалами прослеживаются на юго-восток непосредственно вдоль линии Чингизского разлома. Общая протяженность выходов составляет 60 км, а максимальная ширина достигает 12 км (рис. 20, А). Нами выделяются два основных типа разрезов.

В разрезах первого типа (более северо-восточных) сарышожинская свита залегает либо на лермонтовском горизонте шидертинского яруса верхнего кембрия, либо на вулканогенно-осадочных породах майданской свиты среднего кембрия, причем в последнем случае (более "окраинные" разрезы) с резким структурным несогласием. В строении свиты (рис. 21, разрез 1) главную роль играют вулканогенные зеленоцветные образования андезитового, реже андезит-базальтового состава с заметным преобладанием лав и туфолав, чередующихся с довольно мощ-

ными (до 100–150 м) горизонтами и линзами туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников. В основании (60–80 м) прослеживаются вулканомиктовые гравеллиты и грубозернистые песчаники, быстро сменяющиеся вверх по разрезу тонкообломочными разностями. В нижней части свиты имеются обычно выклинивающиеся пачки (мощностью до 150–500 м) глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов и полимиктовых песчаников, внизу с небольшими прослоями и линзами известняков, известковистых песчаников и алевролитов, содержащих остатки трилобитов нижней половины аренига^{14*}. В самой верхней части разреза (200–250 м) местами также преобладают (например, к западу от Сарышюкинского массива) терригенные породы – песчаники, среди которых встречаются отдельные горизонты туфов мощностью по 20–40 м. Осадочные породы окрашены в зеленоватые и серые тона. Максимальная мощность сарышюкинской свиты достигает 2100 м.

Наибольшее количество вулканического материала отмечается к юго-востоку от Сарышюкинского массива, где им сложены средняя и верхняя части свиты мощностью более 1300 м. Здесь распространены массивные пироксеновые, плагиоклазовые, реже роговообманковые порфиристы, которые переслаиваются с агломератовыми туфами и туфоконгломератами. Встречаются также кварцевые порфиристы, редкие и сравнительно маломощные горизонты альбитофиров, туфов кислого состава и плохо сортированных осадочных пород, среди которых доминируют полевошпатовые алевропесчаники. Последние по простиранию часто замещаются вулканогенными образованиями. В юго-восточном направлении количество грубообломочного пирокластического материала сильно уменьшается.

Найманская свита сложена исключительно осадочными сероцветными породами. Ее нижняя граница проводится по кровле самого верхнего туфового горизонта (гравийные литокристаллокластические туфы андезит-дацитового состава, фациально переходящие в туфопесчаники). Верхняя стратиграфическая граница отсутствует. Наибольшая видимая мощность (1100 м) отмечается в районе урочища Найман, к северо-западу от Сарышюкинского интрузива. Нижняя часть свиты (250–270 м) состоит из разнозернистых песчаников, переслаивающихся кремнисто-глинистыми и глинисто-хлоритовыми алевролитами; окраска пород от стальнo-серой до темно- и зеленовато-серой. В средней части (350–360 м) распространены темные полосчатые хлорит-кремнистые алевролиты и часто совершенно черные кремнистые (углисто-кремнистые) алевролиты, содержащие прослой (мощностью 15–25 м) тонкослоистых известняков и известковистых алевропесчаников с граптолитами, трилобитами и брахиоподами^{15*}. Изучение шлифов хлорит-кремнистых алевролитов показало присутствие в них телепирокластического материала – связующая масса образовалась при девитрификации тонких пеплов. Верхняя часть разреза (около 470 м) имеет более грубообломочный состав. Преобладают среднезернистые аркозовые и кварцевые песчаники серого цвета, среди которых встречаются маломощные прослои кремнисто-хлоритовых, глинисто-кремнистых алевролитов и отдельные горизонты (мощностью до 30–40 м) пудинговых песчаников, гравеллитов и конгломератов с хорошо окатанными обломками гранитоидов, известняков, кварцитовидных песчаников и эффузивов.

Отложения найманской свиты отчетливо слоисты и характеризуются значительной выдержанностью своего состава по площади. Так, к югу от Сарышюкинского массива, на левом берегу р. Кольденен (Бельсу), где обнажаются лишь нижняя и не полностью средняя части свиты общей мощностью 450–500 м, разрез сложен разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и известково-кремнистыми алевролитами. В верхах этого разреза также распространены прослои и линзы известняков, известковистых алевролитов и песчаников с фауной верхнего аренига – низов среднего ордовика (данные М.А.Оренбургского и других).

Рассмотренные разрезы сарышюкинской и найманской свит выполняют довольно крупную синклиналь, осложненную рядом складок второго порядка и согласными с простиранием слоев надвигами и взбросами (см. рис. 20,А). Углы падения на крыльях складок варьируют от 40 до 60°, увеличиваясь вблизи разрывов до 70–80°. Наиболее сильно дислоцированы в приразломных участках тонкослоистые отложения найманской свиты. Они интенсивно расщеплены и смяты в мелкие, сжатые, подчас опрокинутые складки, ориентировка которых зависит

от простирающихся осложняющих разрывов. На юго-востоке синклиналь значительно сужается (до 4 км), тектонически пережимается и смещается по оперяющим Чингизский сдвиг нарушениям.

Нижне - среднеордовикские образования разрезов второго типа слагают не-большие изолированные мульды, цепочкой протягивающиеся вдоль юго-западного края вышеотмеченной синклинали. Наклон их крыльев обычно 30-40°, но на юго-востоке с приближением к Чингизскому разлому степень дислоцированности возрастает. Мульдочки в виде эрозионных останцов залегают на перемятых осадках сасыксорской свиты среднего кембрия, а некоторые из них в свою очередь несогласно перекрываются отложениями верхнего ордовика (талдыбойская свита). По вещественному составу выделяются сарышюкинская и найманская свиты (см. рис. 21, разрез 3).

В строении нижней части сарышюкинской свиты (220-250 м) всюду принимают участие (снизу вверх) разнозернистые полимиктовые песчаники, местами конгломераты с плохо окатанной галькой кислых эффузивов, глинисто-кремнистые алевролиты с редкими маломощными (до 20 м) прослоями туфопесчаников и туфов андезитовых порфиритов, туфогенные и вулканомиктовые конгломераты. В основании на отдельных участках М.А. Оренбургским, В.З. Ячковым и другими отмечается выклинивающийся пласт известняков с фауной нижней половины аренига. Большая верхняя часть свиты (около 500 м) состоит из агломератовых туфов среднего состава, перемежающихся с покровами (60-90 м) андезитовых лав и туфолав, реже с прослоями и линзами туфоконгломератов, туфопесчаников, алевролитов. По данным Ю.И. Лялина (Лялин, Миллер, Никитина, 1964), в юго-восточном направлении эффузивы становятся более основными. В целом для разрезов сарышюкинской свиты второго типа характерны плохая сортированность обломочного материала, его более грубый состав и присутствие красноцветных разностей. Общая мощность не превышает 750 м.

Найманская свита присутствует лишь в разрезе наиболее крупной мульды на юго-востоке района и фаунистически не охарактеризована. В остальных мульдах она, по-видимому, не сохранилась от размыва. Свита имеет чисто осадочный состав, но преобладают довольно грубообломочные фации - среднегалечные конгломераты (в основном в верхах свиты), разнозернистые полимиктовые и полевошпатовые (аркозовые) песчаники с линзами и горизонтами известняков в средней части. Кремнисто-глинистые и глинисто-хлоритовые алевролиты встречаются лишь в виде отдельных прослоев мощностью до 20 м. Суммарная видимая мощность достигает 400-450 м.

В восточном крыле Чингизского разлома сарышюкинская и найманская свиты слагают сравнительно небольшой участок непосредственно к северо-западу от г.Аягуз. Их разобщенные выходы вытянуты вдоль разлома на 20 км при наибольшей ширине около 10 км (см. рис. 20, Б). По условиям обнаженности полные разрезы проследить довольно трудно, но общий характер, последовательность напластования и мощности устанавливаются достаточно отчетливо. Здесь также различаются два типа разрезов.

Разрезы сарышюкинской свиты первого типа (северо-восточные) несогласно ложатся в центральной части района на породы, в которых обнаружены трилобиты шидертинского яруса верхнего кембрия, а по западному краю на песчаники, алевролиты и известняки с трилобитами майданского фаунистического горизонта амгинского яруса среднего кембрия (данные М.С. Козлова и других). В основании (см. рис. 21, разрез 2) присутствуют полимиктовые мелкогалечные конгломераты и пудинговые песчаники, выше которых появляются глинисто-кремнистые и кремнистые алевролиты, содержащие прослой известковистых песчаников с остатками ордовикских трилобитов^{16*}. Мощность этой части свиты достигает 200 м. Большая средняя часть свиты (свыше 1300 м) состоит из эффузивов андезитового состава, содержащих пачки мощностью до 200 м разнообразных туфов, туфоконгломератов, прослоев туфогенных и полимиктовых песчаников, кремнистых алевролитов. Толща отличается быстрой фациальной изменчивостью, осадочные прослои переходят по простираанию в вулканогенно-осадочные и вулканогенные. Весьма характерно присутствие, наряду с пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, покро-

вов кварцевых порфиров, редко альбитофиров. В верхах свиты резко увеличивается количество обломочного материала, перемежающегося с пирокластическим. Суммарная мощность сарышюкинской свиты приблизительно равна 2000 м. Вулканогенные разности окрашены в зеленые цвета, осадочные – более сероцветные.

Разрез найманской свиты лучше всего изучен на участке к юго-западу от горы Акирек, где она впервые была выделена М.Б. Мычником в 1956 г. Но ее основание (120 м) обнажается несколько южнее, на водоразделе рек Карасу и Котурбулак, и представлено разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с горизонтами кремнисто-глинистых алевролитов. Выше лежащая часть разреза, наблюдающаяся в тектоническом блоке в районе горы Акирек, имеет следующее строение. Нижняя часть видимой мощностью 300 м состоит из тонкослоистых кремнистых, кремнисто-глинистых и известково-кремнистых алевролитов и аргиллитов с прослоями мощностью от 10 до 35 м известняков (подчас комковатых и конгломератовидных), тонкоплитчатых известковистых песчаников и алевролитов с фауной. Встречаются прослои тонкообломочных (пепловых) туфов кислого состава. Верхняя часть видимой мощностью свыше 500 м сложена глинисто-хлоритовыми, кремнистыми и глинисто-кремнистыми грубослоистыми алевролитами, среди которых встречаются редкие маломощные (10–15 м) горизонты аркозовых и полимиктовых песчаников и конгломератов с галькой главным образом измененных порфиров и гранодиодов. Далее разрез нарушается надвигом, за которым выходят осадочные породы предположительно верхнего ордовика, в том числе и кварциты горы Акирек. Общая мощность найманской свиты не менее 1000 м, преобладающий цвет – зеленовато- и темно-серый. Весьма типично присутствие черных углисто-кремнистых алевролитов. Органические остатки из средней части свиты (трилобиты, брахиоподы)^{17*} свидетельствуют о принадлежности вмещающих отложений, как и в стратотипическом разрезе западного крыла Чингизского разлома, к нижнему-среднему ордовика.

Одновозрастные образования другого типа обнажаются вблизи разлома по берегам р. Мамырсу. Несмотря на то, что фауна в них не найдена, их принадлежность к сарышюкинской и найманской свитам после детального изучения разреза не вызывает сомнения (см. рис. 21, разрез 4). Отложения сарышюкинской свиты резко несогласно залегают на сильно дислоцированных осадках сасыксорской свиты среднего кембрия, из которых известны сборы трилобитов бошесорского фаунистического горизонта (данные М.Б. Мычника и Р.Н. Решетова). Нижняя часть сарышюкинской свиты мощностью порядка 300 м представлена полимиктовыми песчаниками и гравелитами, которые выше сменяются сначала глинисто-кремнистыми алевролитами, затем постепенно крупногалечными конгломератами с обломками разнообразных порфиров, кислых эффузивов, кремнистых алевролитов, гранодиодов, карбонатных пород. В основании свиты встречаются линзы известняков. Остальная часть свиты (около 600 м) существенно вулканогенная, состоит из лав и средне- до крупнообломочных туфов андезитового, редко более основного, состава. Имеются единичные линзовидные прослои терригенных (преимущественно туфогенно-осадочных) пород. Мощность свиты достигает 900 м, преобладают зеленые тона окраски.

В строении найманской свиты, видимая мощность которой около 500 м, участвуют (снизу вверх) разнозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, известково-кремнистые и кремнистые алевролиты, конгломераты. В средней части отмечаются прослои и линзы известняков.

Нижне-среднеордовикские отложения к северо-западу от г. Аягуз отличаются не только типами своих разрезов, но и в структурном отношении (см. рис. 20, Б). Отложения первого типа разреза характеризуются более напряженной складчатостью, которая осложняет синклиналиное строение участка. Северо-восточное крыло синклинали, обнаженная часть которой имеет размеры 20 × 4–6 км, срезаю продольными разрывами, по которым расланцованные отложения найманской свиты контактируют с ниже-среднекембрийскими и верхнеордовикскими (?) породами. Углы падения слоев в сарышюкинской свите составляют в среднем 50–60°, в найманской же свите, где степень дислоцированности возрастает и развита мелкая приразломная складчатость, появляются опрокинутые залегания.

Сокращенные разрезы второго типа выполняют небольшую (4×2 км) открытую синклиналь, наклон крыльев которой меняется в пределах $30-50^\circ$. На западе эта мульда срезается Чингизским разломом, вблизи которого все породы интенсивно рассланцованы и раздроблены.

Практически полное сходство (и вещественное, и структурное) отложений нижнего-среднего ордовика по разные стороны от Чингизского сдвига указывает на их формирование в некогда едином прогибе, простиравшемся в северо-западном "чингизском" направлении. Разрезы первого типа и в западном и в восточном крыле сдвига залегают на породах шидертинского яруса верхнего кембрия и майданской свиты среднего кембрия (верхи амгинского яруса - майский ярус), причем в последнем случае по юго-западному краю выходов. Сарышожинская свита в том и другом крыле имеет трехчленное строение: нижняя часть существенно осадочная, большая средняя - вулканогенная и верхняя - вулканогенно-осадочная. Состав обломочного материала и в районе к западу от пос. Караул, и к северо-западу от г. Аягуз одинаковый (единые источники сноса), продукты вулканизма также однообразны и всюду претерпели значительное зеленокаменное перерождение. Характерно присутствие покровов так называемых кварцевых порфиров, являющихся специфической принадлежностью аренинских толщ.

Сходство разрезов найманской свиты еще больше обращает на себя внимание, свита легко узнается в столь удаленных друг от друга районах. Разрезы стерильны от вулканизма, за исключением небольшой примеси телепирокластического материала. Им присуща одинаковая грубая ритмичность, смена осадков происходит в одной и той же последовательности. Исключительно выдержаны отдельные маркирующие прослои, количество которых и положение в разрезе по обе стороны от сдвига совершенно идентично - стальнo-серые полевошпатовые песчаники, черные кремнистые аргиллиты, известняки, пудинговые песчаники и конгломераты. Фаунистические горизонты, так же как и внизу сарышожинской свиты, "закреплены" в разрезах на одних и тех же уровнях, фаунистические комплексы тоже близки. Мощности обеих свит от западного крыла Чингизского разлома к восточному в пределах точности подсчета не меняются.

Нижне-среднеордовикские отложения второго типа всюду резко несогласно перекрывают сасыксорскую свиту среднего кембрия (майский ярус) и отличаются гораздо меньшей степенью дислоцированности, чем отложения первого типа. Сарышожинская свита и на северо-западе, и на юго-востоке имеет двухчленное строение: нижняя треть - существенно осадочная, с линзами известняков в основании, верхние две трети - существенно вулканогенные, причем по разные стороны от разлома появляются более основные разности эффузивов. Породы повсеместно зеленокаменно менее изменены, чем в разрезах первого типа. Найманская свита характеризуется более грубообломочным составом и, как и сарышожинская, на два с лишним раза меньшими мощностями, хотя общая последовательность напластования сохраняется, что подчеркивается расположением горизонтов известняков в средних частях всех разрезов (см. рис. 21). В разных крыльях разлома эта последовательность удивительно постоянна.

На основании проведенного анализа очевидно, что выходы отложений второй половины раннего - начала среднего ордовика к северо-западу от г. Аягуз являются продолжением Сарышожинского прогиба. Разрезы первого типа по обе стороны от Чингизского сдвига характеризуют наиболее прогнутую, по-видимому, осевую зону прогиба, в которой преобладали более глубоководные морские условия и к которой была приурочена наиболее активная вулканическая деятельность в сарышожинское время, особенно интенсивная к юго-востоку от гор Сарышожы. В найманское время самая глубокая часть прогиба приходилась на теперешний район около горы Акирек. Сильно сокращенные разрезы второго типа являются более краевыми фациями, образовавшимися вдоль юго-западного борта прогиба, по краю древнего поднятия, которое возникло еще в среднем кембрии (в предсасыксорское время). Северо-восточный борт в современной структуре нигде не сохранился.

Граница между осевой и краевой зонами некогда единого прогиба (проводится по серии разрывных нарушений надвигового типа, осложняющих с юго-запада осе-

вую зону) разорвана вдоль главного сместителя Чингизского разлома на протяжении 75 км; в западном крыле она дополнительно сдвинута к северу по сопровождающему (Мухыр-Сарыозекскому) разрыву еще на 10 км. Суммарная амплитуда сдвига арениг-лланвириского прогиба равна 85 км (см. рис. 38).

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА—РАННЕГО СИЛУРА

Одними из первых обратили внимание на зональность верхнеордовикских — нижнесилурийских отложений западной окраины Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория Р.М. Антонюк и Н.В. Аксаментова (1964). В северо-западном Предчингизье (район между пос. Кайнар и г. Егэндыбулак) они выделили два типа разрезов. Один из них характеризует позднеордовикскую область осадконакопления в пределах Западно-Чингизского прогиба — северного крыла Акчатауского поднятия (по нашей терминологии). Другой тип разрезов распространен юго-западнее, в области сочленения с герцинскими структурами, и охватывает отложения верхнего ордовика и нижнего силура. Р.М. Антонюк несколько позднее (Вулканогенные ..., 1965) область распространения верхнеордовикских отложений второго типа разделил на две фациальные зоны, более северная из которых примерно соответствует юго-западному борту мегантиклинория, а более южная расположена на границе с герцинидами.

На фациальных отличиях разрезов нижнего силура, тяготеющих к этим двум зонам, ранее останавливался С.М. Бандалетов (Труды ..., 1960, т. I), впоследствии описавший их в монографии "Силур Казахстана" (1969). Аналогичные структурно-фациальные зоны в силурийских отложениях выделила для всего Предчингизья Э.М. Великовская (1964). На латеральные изменения в составе верхнеордовикских толщ хр. Чингиза и района северо-западных подножий хр. Западный Тарбагатай указывали в 1966 г. О.П. Ковалевский и И.Ф. Никитин.

Выделяемые автором структурно-фациальные зоны позднего ордовика — раннего силура приурочены к крупным конседиментационным структурам или их частям и отражают общие закономерности миграции геосинклинального режима от осевой области каледонид в юго-западном и южном направлениях. Они однотипны по разные стороны от Чингизского разлома. В обоих крыльях с севера на юг выделяется одинаковое число зон, сложенных различными литологическими комплексами и отличающихся характером дислокаций.

1. Центральная часть охватывает ядра и северо-восточные склоны Чингизского и Тарбагатайского антиклинориев.

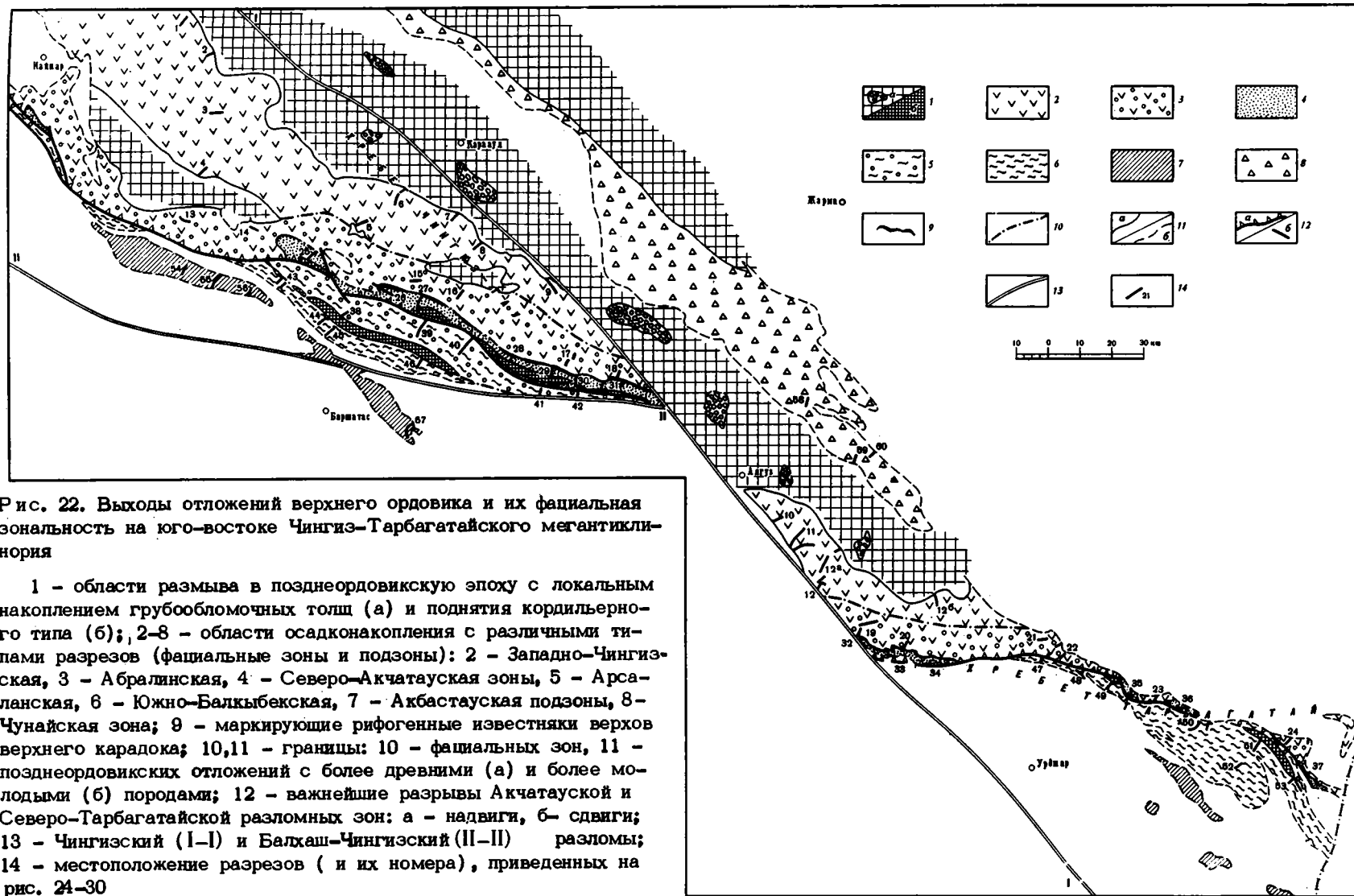
2. Западно-Чингизская зона протягивается вдоль юго-западных склонов Чингизского и Тарбагатайского антиклинориев и соответствует Западно-Чингизскому раннеорогенному прогибу и его продолжению в восточном крыле Чингизского разлома.

3. Абралинская зона соответствует одноименному синклинию на Чингизе и его продолжению к югу от Тарбагатайского антиклинория.

4. Северо-Акчатауская зона примыкает с севера к Акчатаускому антиклинорию и прослеживается в хр. Тарбагатай от гор Акчаулы до южных подножий в районе р. Ак-Чокка.

5. Предчингизская структурно-фациальная зона соответствует юго-западному борту Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и переходной области от каледонид к герцинидам. В пределах этой зоны фациальная зональность верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений несколько отличается, что связано с приуроченностью различных разрезов к более частным структурам: на юго-западном борту — к Арсаланской синклинали и южному крылу Балкыбекской антиклинали, в переходной области — к Акбастауской антиклинали и Алтабасской синклинали.

Кроме того, еще одна зона располагается вдоль северо-восточного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория — в Чунайском синклинии и смежных с востока структурах, — но на ее характеристике мы подробно останавливаться не будем.



Для удобства рассмотрим фашиальную зональность верхнего ордовика и нижнего силура отдельно. При этом главное внимание будет уделено характеру изменения разрезов одноименных зон с приближением к Чингизскому разлому, их сходству или различию по разные от него стороны, особенно вблизи сместителя.

Фашиальная зональность верхнеордовикских отложений

Стратиграфическое расчленение верхнеордовикских толщ дается в соответствии со схемой, предложенной О.П. Ковалевским, М.А. Борисяк, И.М. Колобовой и Г.А. Стукалиной (Ковалевский, 1971; Стратиграфическое ..., 1971). Это наиболее детальное региональное деление, основанное на изучении разновозрастных фаунистических комплексов хребтов Чингиз и Тарбагатай, которое позволяет достаточно уверенно сопоставлять отдельные части разрозненных разрезов. Согласно биостратиграфической схеме указанных исследователей ярусы западноевропейской шкалы состоят; верхний карадок – из слоев с *Amsassia chaetoides* (нижняя часть) и слоев с *Agetolites mirabilis*, ашгилий – из слоев с *Catenipora libera* (нижняя часть) и слоев с *Holorhynchus giganteus*. Это деление было принято в качестве составной (субрегиональной) части унифицированной схемы ордовика Казахстана на Втором совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1971 г.

Современное расположение верхнеордовикских фашиальных зон показано на рис. 22, а характеризующие их вкrest простирания типы разрезов помещены на рис. 23. Важнейшие частные разрезы по простиранию зон приводятся на рис. 24 – 30. Подробная фаунистическая характеристика разрезов Западно-Чингизской зоны (разрезы 1, 2, 4, 6, 7) опубликована И.Ф. Никитиным (1960б) и содержится в работах О.П. Ковалевского, М.А. Борисяк, И.М. Колобовой, Т.В. Николаевой и Г.А. Стукалиной. Для остальных зон юго-западного склона Чингиз-Тарбагайского мегантиклинория списки фауны приводятся в приложении, отдельно по Чингизскому региону^{18*} (к западу от сдвига) и для Тарбагатай^{18*} (к востоку от сдвига). Списки составлены по данным многочисленных исследователей, на которых сделаны ссылки в подписях к рис. 25–29.

Центральная зона. Отложения верхнего ордовика развиты локально в пределах единичных и небольших по размерам наложенных мульд (см. рис. 22). Состав vyplняющих толщ различный. Характерно для них повсеместное обилие грубообломочных несортированных осадков, состоящих исключительно из продуктов местного размыва – подстилающих и окружающих пород; нередко в одних горизонтах встречается переотложенная фауна разного возраста. Мульды имеют более или менее изометричную или вытянутую в северо-западном направлении форму, их размеры колеблются от 3 до 7 км в поперечнике и достигают 12–15 км по длинной оси. Углы наклона крыльев не превышают, как правило, 15–35° и лишь вблизи крупных разломов увеличиваются до 50–80°, что обычно сопровождается появлением осложняющих складок второго порядка.

В западной части гор Карадыр (в 30–40 км к северо-западу от пос. Караул) грубообломочные отложения перекрывают породы абаевской, торткудукской и сасыксорской свит (см. рис. 11). В разрезе преобладают буроватые и зеленоцветные средние- и крупногалечные конгломераты и гравелиты с галькой преимущественно различных вулканитов среднего состава, диоритов и осадочных пород; в низах часто встречаются обломки известняков. В подчиненном количестве распространены горизонты, линзы и единичные пачки мощностью до 100 м разнозернистых полимиктовых песчаников зеленого и серого цвета; изредка встречаются маломощные (первые метры) прослои алевролитов и кремнистых алевропелитов, в верхней части – горизонты туфов смешанного и среднего состава. В основании прослеживаются пласты известняков мощностью от нескольких до 30 м. Суммарная мощность разреза достигает 1100–1300 м. Грубообломочный материал распределен по площади неравномерно, больше всего его на юге и юго-востоке мульды, гораздо меньше – на северо-западе, где отмечаются лишь отдельные горизонты

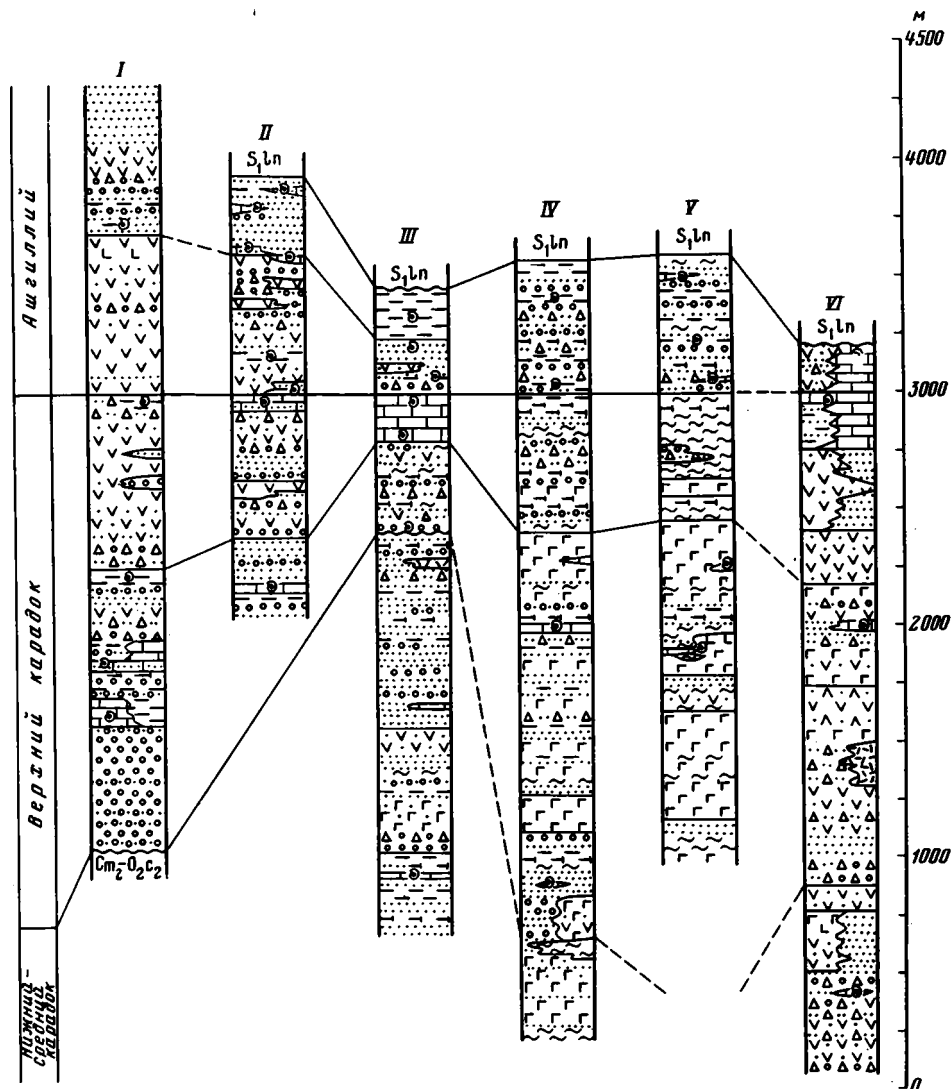


Рис. 23. Типы разрезов верхнего ордовика юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория

Сводные разрезы фациальных зон: I - Западно-Чингизской, II - Абралинской, III - Северо-Акчатауской, IV-VI - Предчингизской (IV - Арсланская, V - Южно-Балкыбекская, VI - Акбастауская подзоны)

Условные обозначения см. на рис. 21

гравелитов и гравийных песчаников мощностью 30-60 м. Там же недалеко от основания (120 м по разрезу) в прослое темно-зеленых мелко-среднезернистых песчаников были собраны брахиоподы^{20*}, относящиеся к раннему - среднему карадоку. В вышележащих конгломератах среди окатанных обломков известняков были найдены брахиоподы^{21*}, указывающие на принадлежность гальки к среднему-верхнему ордовика (исключая ашгиллий).

В мульде, находящейся в 20-25 км к север-северо-западу от г. Аягуз (район горы Акшоки, см. рис. 20, Б), базальный горизонт мощностью 50 м состоит из конгломератов, среди обломков которых помимо подстилающих измененных эффузивов нижнего-среднего кембрия и прорывающих их габбро и плагиогранитов довольно много известняков. В известняковой гальке, валунах и глыбах были обна-

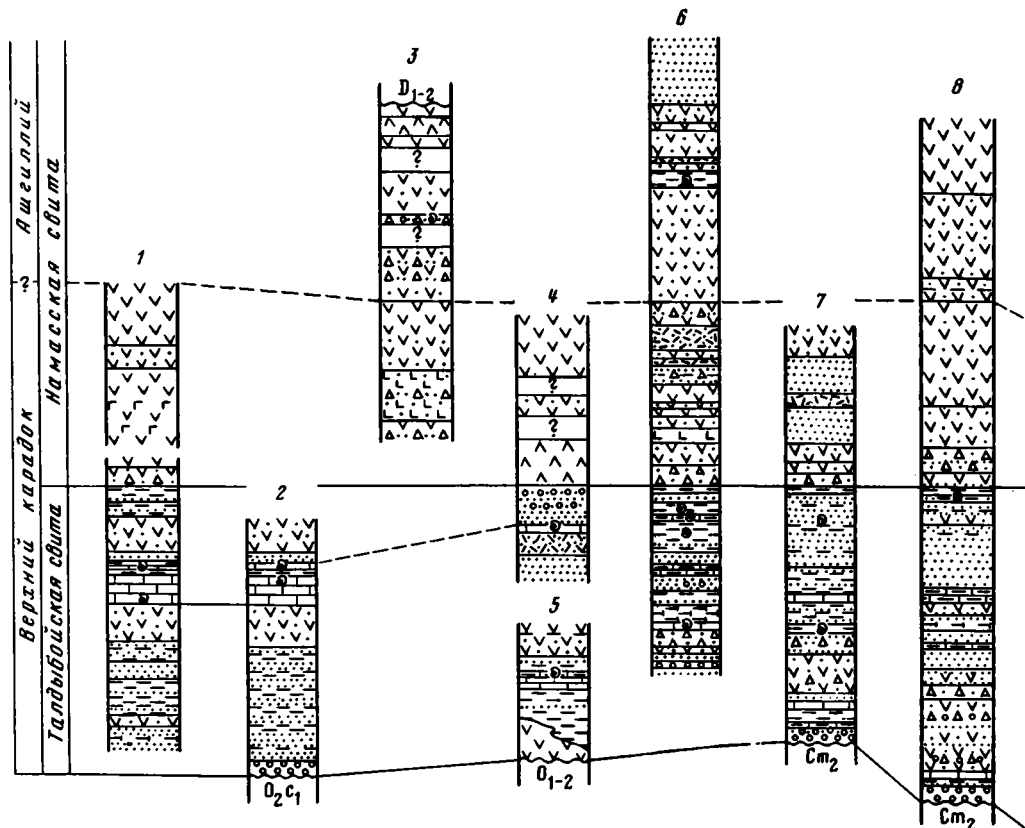


Рис. 24. Важнейшие разрезы верхнего ордовика Западно-Чингизской фациальной зоны (их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

ружены остатки трилобитов четырех разновозрастных комплексов: амгинского^{22*} и майского^{23*} ярусов среднего кембрия, шидертинского яруса^{24*} верхнего кембрия и нижнего-среднего ордовика^{25*}. В средней части разреза, по данным Л.Н. Клеининой, М.С. Козлова и других (Стратиграфическое ..., 1971), в неперекрытых породах встречаются ранне-среднекарадокские брахиоподы.

В качестве еще одного примера приведем краткое описание толщи, обнажающейся в нескольких разобренных небольших выходах в 45 км к юго-востоку от г. Аягуз (верховья р. Большой Нарын). На различных вулканогенных породах нижнего-среднего кембрия залегают бурые валунные и крупногалечные конгломераты. Среди обломков, размеры которых порой достигают 1,7 м в поперечнике, отмечаются все разновидности подстилающих образований: в гальке — фиолетово-темные плагиопорфиры, зеленоватые базальтовые порфиры и плагиоклазовые порфиры андезитового состава, среди угловатых обломков — кислые флюидалные лавы и туфолавы. Цементом служат грубозернистые песчаники и туфопесчаники с гравийными обломками красноцветных кремнистых пород или неяснополосчатые алевропесчаники. Выше по разрезу преобладают мелкогалечные разновидности и появляются пироксен-плагиоклазовые порфиры андезит-базальтового состава. Толща совершенно не слоиста, видимая ее мощность не превышает первых сотен метров.

В мульдах, расположенных ближе к Западно-Чингизской зоне, наблюдается увеличение вверх по разрезу количества вулканогенного материала преимущественно

него состава, альбитофиров и кератофиров, кварцитов, яшм, мраморизованных известняков и др. Кластический материал плохо сортирован, конгломераты закономерно чередуются с гравелитами и разнозернистыми песчаниками, встречаются прослой алевролитов и пласты пелитоморфных известняков. Местами в разных частях свиты, мощность которой колеблется от 1100 до 1600 м, в незначительном количестве присутствуют туфы андезитовых порфиритов, составляющие обычно 5–10%, в редких случаях до 25% ее объема, и продукты их перемыва (вулканомиктовые песчаники и конгломераты).

В составе намасской свиты (видимая мощность ее достигает 2000 м) преобладают разнообломочные – много агломератовых разностей – туфы среднего состава, широко распространены эффузивы и субвулканические тела андезитового, андезит-базальтового, реже базальтового и дацитового состава. Многие вулканы претерпели краснокаменные изменения. Прослой и пачки осадочных пород относительно редки и фашиально не выдержаны, составляют в совокупности 8–15, иногда до 25% мощности отдельных разрезов. Они обычно на коротких расстояниях (часто первые километры) замещаются вулканогенными образованиями. Среди них широко распространены грубообломочные терригенные разности вулканомиктового состава, возникшие в результате размыва окружающих вулканогенных образований – состав обломков эффузивных пород в туфах и конгломератах одинаковый. Все продукты вулканической деятельности являются производными магмы нормального щелочноземельного типа; отмечается только несколько повышенное содержание щелочей, в частности натрия (Лялин, Миллер, Никитина, 1964; Вулканогенные ..., 1965).

К западу от Чингизского разлома автором подробно описан разрез 9 (см. рис. 24) в районе горы Торгаут – урочища Сарюзек и на левобережье ручья Бузау. На тонкополосчатых яшмах, кремнистых алевролитах, порфиритоидах и разнозернистых песчаниках среднего кембрия (агырекская и сасыксорская свиты) залегают¹:

	Мощность, м
1. Базальные мелкогалечные конгломераты серо-зеленого цвета с разноокатанной галькой кремнистых пород, содержащие прослой мелкозернистых песчаников	40
2. Песчаники серо-зеленые среднезернистые до гравийных, переслаивающиеся с алевролитами	70
3. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты зеленоватых расцветков; в гальке наряду с кремнями, кварцитами и красными яшмами появляются порфириты	240
4. Алевролиты известковистые желтовато-серые, по простиранию переходящие в гравийные песчаники.	до 5
5. Гравелиты зеленые	95
6. Конгломераты мелкогалечные, аналогичные слою 3; в обломках преобладают красноцветные яшмоиды. Содержат прослой мощностью несколько метров темно-серых туфопесчаников. .	70
7. Конгломераты мелко- и среднегалечные с прослоями валуников, состоящих из глыб (до 50–60 см в поперечнике) зеленых алевролитов; появляется галька мраморизованных известняков	60
8. Конгломераты средне- и крупногалечные зелено-фиолетового цвета с окатанными обломками различных кремнистых пород, основных эффузивов (спилиты, вариолиты), интрузивных пород кислого состава, измененных известняков. Встречаются редкие линзы мощностью 3–5 м зеленых тонкослоистых полимиктовых песчаников и известково-глинистых алевролитов	160

¹ Здесь и далее описание разрезов приводится снизу вверх.

9. Гравелиты, пудинговые песчаники и грубозернистые граувак- ковые песчаники зеленовато-серого цвета	30
10. Известняки темно-серые, массивные, внизу сланцеватые с лин- зами серых гравийных песчаников и обильной известняковой галькой	120-150
11. Гравелиты зелено-серые с галькой порфиритов и гранитоидов, а также с полуокатанными обломками плагиоклазов и темно- цветных минералов	до 100
12. Песчаники полимиктовые плохо сортированные зеленовато-се- рого цвета, чередующиеся с серыми известковистыми алевро- литами и мелкозернистыми песчаниками. По простиранию за- мещаются глинистыми известняками	70
13. Известняки слоистые, разнокристаллические, темно-серого цвета, внизу органогенные с остатками плохой сохранности гастропод, стеблей морских лилий и мшанок ^{26*}	110
14. Туфогенные гравелиты и конгломераты зеленовато-серого цвета с остроугольными (0,5-1 см) и плохо окатанными (3-5 см) обломками, среди которых преобладают эффузивы средне- го состава. В гальке встречаются также диабазы и красно- цветные кремнистые породы - микрокварциты. Вверху грубо- обломочные разности сменяются псаммитовым аповитрокрис- таллокластическим туфом андезитового состава	130
15. Песчаники сероцветные мелко- и среднезернистые, чередую- щиеся с прослоями лилово-серых и бурых псаммитовых кри- сталлокластических и кристаллолитокластических туфов анде- зитового состава	200
16. Песчаники тонкозернистые темно-фиолетового цвета (гематитизированные) с прослоями серых среднезернистых разнос- тей	60
17. Вулканомиктовые зеленовато-серые песчаники и гравелиты с примесью пирокластического материала андезитового сос- тава. Среди неокатанных и плохо окатанных обломков - кри- сталлы плагиоклаза (до 2 мм), эффузивы среднего состава и микрокварциты (2-10 мм)	80
18. Кристаллолитокластические туфы андезитовых порфиритов, се- ро-лиловые, гравийной размерности	190
19. Плагиоклазовые среднелейстовые порфириты, чередующиеся с кристаллолитокластическими туфами; окраска пород бурая и красная	380
20. Плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезитовые пор- фириты серого цвета, иногда миндалекаменные	260
21. Песчаники серые, средне- и мелкозернистые	50
22. Серые порфириты андезитового и андезит-базальтового сос- тава, местами миндалекаменные, с согласно залегающими телами мощностью 40-60 м крупнолейстовых плагиоклазовых порфиритов зеленовато-серого и бурого цвета, нередко гипа- биссального облика	320
23. Алевроитовые кристалло-аповитрокластические туфы кислого состава, красновато-бурые	20
24. Алевролиты и тонкозернистые песчаники голубовато-зеленого цвета с многочисленными остатками брахиопод ^{27*}	45
25. Псаммитовые кристаллолитокластические туфы андезитовых порфиритов лилового цвета	160
26. Крупнолейстовые плагиоклазовые порфириты темно-серого цвета, сменяющиеся среднелейстовыми пироксен-плагиокла- зовыми порфиритами пятнистой окраски, вызванной локаль- ной (гнездовидной) гематитизацией	220

- | | |
|--|-----|
| 27. Туфы среднего состава алевритовой и гравийной размерности зеленовато-серого цвета, кристаллоластические и кристаллолитокластические, с линзовидными прослоями темно-серых песчаников и алевролитов | 170 |
| 28. Пироксеновые среднелейстовые порфириды андезит-базальтового состава с миндалекаменной текстурой, зеленовато-серые. | 70 |
| 29. Переслаивание вулканомиктовых и туфогенных песчаников, гравелитов, псаммитовых и гравийных туфов среднего состава, крупнозернистых плохо сортированных полимиктовых песчаников: цвет всей пачки зеленовато-серый | 160 |
- Слой 1-16 относится к талдыбойской свите (1560 м), 17-29 — к намасской (свыше 2000 м).

К востоку от Чингизского разлома верхнеордовикские отложения рассматриваемого типа протягиваются полосой от водораздела Аягуз-Нарын в юго-восточном направлении в район гор Катай, Тюлькули и к месту впадения в р. Аягуз ее левого притока р. Терсайрык. Крайне восточные выходы обнажаются в тектоническом окне среди среднепалеозойских толщ Сарсазанского синклинория по рекам Тастынсу и Кара-Китат, недалеко от границы с КНР (Ойкезенская "антиклиналь").

Наиболее детально был изучен разрез 11 (см. рис. 24) в районе пос. Шингужа, на правом берегу р. Большой Нарын. На среднекембрийских кремнистых алевролитах, яшмах, кварцитах, переслаивающихся с песчаниками и гравелитами (майданская ? свита), залегают:

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Гравелиты зеленовато-серые с угловатыми обломками зеленоватых и светло-серых кремнистых пород, содержащие линзы алевролитов | 50 |
| 2. Песчаники крупнозернистые, зеленовато- и темно-серые, сверху сменяющиеся окремненными гравийными песчаниками с обломками кремней, алевролитов, порфиритов | 80 |
| 3. Пудинговые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты зеленоватых расцветок с хорошо окатанными обломками зеленоватых яшмовидных пород, светлых кварцитов, красных яшм, реже основных эффузивов. В верхней части пачки — прослой (мощностью до 20 м) алевролитов и мелкозернистых песчаников | 230 |
| 4. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты с галькой зеленоцветных кремнистых пород | 130 |
| 5. Конгломераты среднегалечные, красновато-бурые, среди разноокатанных обломков преобладают красноцветные яшмоиды. | 30 |
| 6. Конгломераты зеленовато-серые от мелко- до среднегалечных, среди обломков появляется галька окремнелых известняков | 80 |
| 7. Конгломераты средне- и крупногалечные с валунами зеленоватых алевролитов и тонкозернистых песчаников; среди различно окатанных обломков встречаются яшмы, порфириты, плагиограниты. Небольшие линзочки алевролитов | 120 |
| 8. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты серого и зеленого цвета | 130 |
| 9. Известняки серые и темно-серые, сильно деформированные, внизу детритусовые с неопределимыми остатками трилобитов, брахиопод, табулат и водорослей. В восточном направлении довольно быстро замещаются голубоватыми алевролитами. | 120 |

10. Переслаивание гравелитов и мелкогалечных конгломератов (в гальке встречаются даечные породы кислого и среднего состава) с алевролитами и кремнистыми алевролитами; пачка окрашена пестро	120
11. Песчаники известковистые желтовато-серого цвета с линзой (10 м) светло-серых известняков. Остатки трилобитов, кораллов и водорослей ^{28*}	50
12. Известняки серые, слоистые, сильно окремненные, по простиранию сменяются сначала желтовато-серыми конгломератовидными известняками и известковистыми песчаниками с мшанками ^{29*} , затем зеленоватыми разнозернистыми песчаниками и алевролитами с кремнисто-карбонатным цементом	80
13. Гравелиты вулканомиктовые, зеленовато-серого цвета, с галькой андезитовых и диабазовых порфиритов. Вверх по разрезу они сменяются среднезернистыми туфопесчаниками, в обломках которых встречаются диабазы, андезитовые порфириты, кварциты, кислые эффузивы, кристаллы плагиоклаза. Венчается пачка псаммитовыми витрокластическими (?) туфами среднего состава с кремнисто-хлоритовой связующей массой	150
14. Песчаники сероцветные разнозернистые с прослоями гравийных разностей, вверху содержат горизонт тонкозернистых песчаников, в которых собраны брахиоподы, граптолиты, гастроподы и пелециподы ^{30*}	160
15. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты вулканомиктовые, с плохо окатанными обломками порфиритов и яшмовидных пород; цвет коричневатый-серый	130
16. Толща зелено-серых плагиоклазовых порфиритов андезитового состава с линзами красноцветных разнозернистых песчаников, являющихся продуктами размыва окружающих лав. В восточном направлении на расстоянии первых километров вулканогенная толща целиком замещается пестроцветными крупнообломочными породами с единичными покровами порфиритов мощностью 25-60 м. Характерно чередование коричневатых-красных и серо-зеленых гравелитов, крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов с плохо окатанными обломками порфиритов.	500
17. Туфопесчаники красноцветные и пестроцветные, вверху фациально замещаются зелеными алевролитами с трилобитами и пелециподами ^{31*}	120
18. Порфириты андезитового состава буроватой окраски, выклинивающиеся в восточном направлении. По простиранию и вверх по разрезу они сменяются бурыми туфоконгломератами с галькой темно-фиолетовых плагиоклазовых порфиритов . . .	150
19. Пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты буро-лилового и зелено-серого цвета, местами миндалекаменные. . .	60
20. Плагиоклаз-пироксеновые порфириты андезит-базальтового состава, серо-зеленые и темно-серые, переслаивающиеся с красноцветными туфоалевролитами и вулканомиктовыми конгломератами; в небольшом количестве присутствуют кристаллокластические туфы порфиритов	180
21. Туфоконгломераты мелко- до среднегалечных, буро-лилового цвета, с разно окатанными обломками пироксен-плагиоклазовых порфиритов	110
22. Андезитовые порфириты (плагиоклазовые), в подчиненном количестве их литокластические туфы, вулканомиктовые и туфогенные конгломераты, прослой (20 м) дацитовых порфиритов; окраска пачки пестрая	240

23. Крупнолещистые плагиоклазовые порфиры андезит-базаль-
тового состава, постепенно переходящие вверх по разрезу в
лавобрекчи 80
24. Не выдержанная по простиранью пачка, сложенная туфогенны-
ми конгломератами, песчаниками, алевролитами, а также туф-
фитами алевроитовой и псаммитовой размерности. Мощности
отдельных прослоев непостоянны; в окраске преобладают
красные тона 270
25. Среднелещистые плагиоклазовые порфиры андезитового сос-
тава, выше сменяющиеся покровами андезит-базальтовых
порфиритов и их лавовых брекчий, чередующимися с линзами
туфогравелитов 220
- Слои 1-14 составляют талдыбойскую свиту (1530 м), слои 15-
25 - намасскую свиту (около 2000 м).

При сопоставлении разрезов, помещенных на рис. 24, обращает внимание фа-
циальная невыдержанность толщ как в вертикальном, так и в латеральном направ-
лении. Это относится в первую очередь к намасской свите: распределение вул-
каногенного материала и его характер зависели от близости или удаленности вул-
канических центров. Но и среди отложений талдыбойской свиты от разреза к раз-
резу как на Чингизе, так и в Тарбагатае меняется количество грубообломочных
пород и состав обломков, на разных стратиграфических уровнях появляются гори-
зонты известковистых алевролитов и известняков, прослои и пачки туфов; непос-
тоянна и общая мощность свиты. Подобные изменения происходят на сравнитель-
но небольших расстояниях по простиранью (сравните разрезы 8 и 9, 11 и 12а);
вкост простиранья строение толщи, как было выяснено в районах составления
разрезов 9 и 11-12, меняется более постепенно.

На рис. 24 видно, что меньше всего отличаются разрезы 9 и 11 талдыбойской
свиты, находящиеся по разные стороны Чингизского сдвига и разобнесенные в нас-
тоящее время более чем на 100 км. Отметим лишь некоторые черты их сходства.
В обоих разрезах (см. их описание) в совершенно одинаковой последовательности
встречаются обломки различных пород: в основании распространены обломки зе-
леноватых кремней и серых кварцитов, несколько выше появляются красные яш-
мы и порфиры (основные эффузивы), затем галька окремнелых и мраморизован-

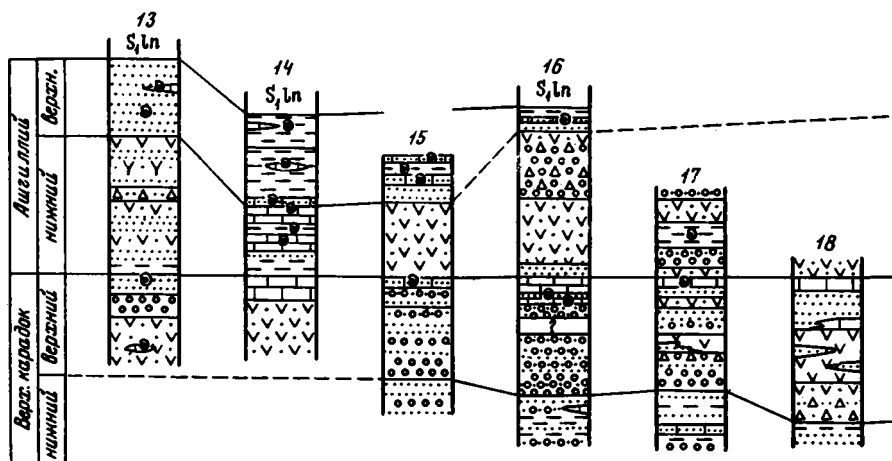


Рис. 25. Важнейшие разрезы верхнего ордовика Абралинской фациальной зоны
(их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

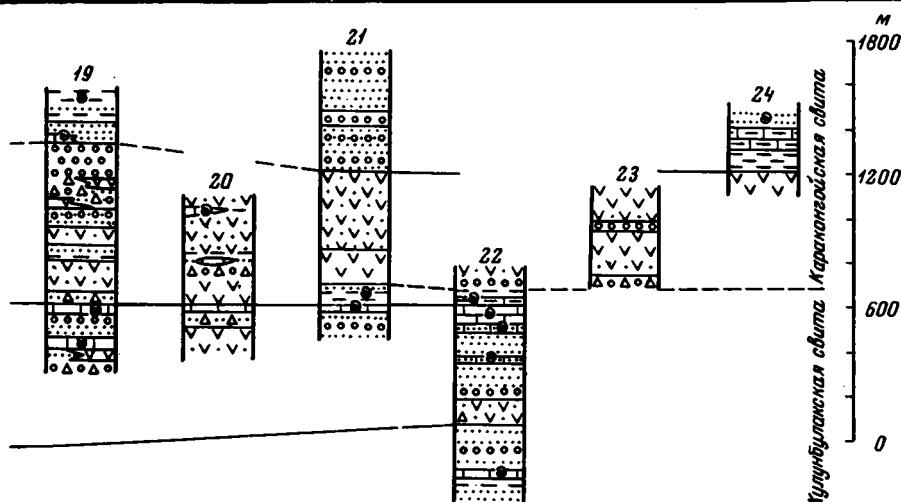
ных известняков, валуны и глыбы зеленоцветных алевролитов, потом встречаются обломки интрузивных пород кислого состава, а выше пластов известняков – средние и кислые эффузивы. И в разрезе 9, и в разрезе 11 одинаковое положение занимают два горизонта известняков близкой мощности; породы нижнего горизонта довольно массивные, верхнего горизонта – слоистые, внизу переходят в известковистые алевролиты и песчаники. В верхах обоих разрезов залегают прослои псаммитовых витрокластических туфов среднего состава.

Абралинская зона (рис. 25). Основание разрезов нигде не вскрыто. Обнажающаяся часть по стратиграфическому объему почти полностью соответствует намасской свите Западно-Чингизской зоны; ее мощность в этом объеме достигает 1600–1800 м. В отличие от разрезов намасской свиты, вулканогенный материал в рассматриваемой зоне присутствует в подчиненном количестве (обычно 22–28% мощности) и представлен пирокластическими и вулканотерригенными породами с редкими линзами эффузивов андезитового ряда. Для осадочной части разреза характерно чередование зеленых и серых мелко- и среднезернистых полимиктовых, нередко с известковистым цементом песчаников, алевролитов с горизонтами слоистых известняков (часто глинистых или песчанистых) и пестроцветных конгломератов. В гальке преобладают эффузивы и туфы среднего состава “намасского” типа, много также кремнистых более древних пород.

К западу от Чингизского разлома ближайшим к нему разрезом, который удалось подробно описать, является разрез 17, находящийся севернее восточного окончания хр. Акшатау, в междуречье среднего течения рек Акшатау и Терсайрык. Здесь на расстоянии 3–4 км хорошо виден характер фациальных изменений толщи вкрест ее простирая;

Мощность, м

1. Видимое основание сложено серыми известковистыми песчаниками и тонкоплитчатыми известняками, содержащими линзы зеленых брекчий с туфовым материалом андезитового состава (плагноклазовых порфиритов); угловатые обломки размером до 10 см состоят из кремнистых алевролитов 65
- К югу пачка целиком замещается мелко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками (40 м), ниже которых обнажаются сначала голубоватые кремнисто-глинистые алевролиты (35 м), затем красновато-бурые мелкогалечные конгломераты с обломками яшмовидных пород (10 м) и темно-бурые грубозернистые песчаники (30 м).



Разрезы по данным: 13 – Т.М. Жаутикова и Н.П. Кисляковой; 14, 15, 21, 22 – О.П. Кавалевского; 16 – М.Б. Мычника и др.; 17–20 – С.Г. Самыгина; 23 – Н.И. Филатовой и др.; 24 – О.П. Кавалевского и др.

2. Голубовато-серые среднезернистые песчаники и алевропесчаники с прослоем (25 м) лиловых алевролитов. Южнее они сменяются тонкослоистыми полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами зеленого цвета 150
Выше следует толща, сопоставляемая с намаасской свитой:
 3. Конгломераты зелено-серые с галькой кремнистых пород, реже порфиритов, на севере крупно- и среднегалечные, на юге мелкогалечные; сверху они сменяются средне- и мелкозернистыми песчаниками около 200
 4. Серо-бурые туфоконгломераты и кристаллолитокластические туфы с угловатыми обломками андезитовых порфиритов . . . 30
К югу они замещаются красновато-бурыми вулканомиктовыми среднегалечными конгломератами с хорошо окатанными обломками бурых плагиоклазовых порфиритов, их туфов, красных и серых кремнистых пород.
 5. Андезитовые порфириты бурого и серого цвета 80
В западном и южном направлениях порфириты выклиниваются, замещаясь вулканомиктовыми конгломератами и крупнозернистыми песчаниками.
 6. Зелено-серые грубозернистые полимиктовые песчаники, сменяющиеся выше пестроцветными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами 120
К югу песчаники переходят в голубовато-серые и светло-серые алевропесчаники.
 7. Кристаллолитокластические пепловые туфы среднего состава, замещающиеся серо-бурыми вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками 50
 8. Известковистые песчаники, выше известковистые алевролиты. В южном направлении эти породы сменяются песчанстыми (до глинистыми) и плитчатыми (вверху) известняками с остатками кораллов, а еще южнее - массивными известняками.
 9. Агломератовые туфы андезитового состава буровато-серого цвета около 50
 10. Серо-бурые вулканомиктовые конгломераты и гравелиты . . 85
 11. Голубовато-серые алевролиты, содержащие остатки криноидей и брахиопод 120
 12. Бурые вулканические брекчии андезитового состава до 100
 13. Красноцветные полимиктовые гравелиты 40
В слоях 9 и 12 к югу появляются прослои вулканотерригенных пород.
- Слой 1-8 относятся к верхнему карадоку, 9-13 - к ашгилию.

К востоку от Чингизского разлома отложения аналогичного типа распространены в неширокой полосе вдоль северных подножий хр. Западный Тарбагатай, от совхоза Мынбулак и верховьев р. Знаменка до р. Базар и ее правых притоков (р. Карбога); они обнажаются также на южном склоне хребта, по левому берегу верхнего течения р. Ак-Чокка.

На северо-западном окончании гор Акчаулы разрез 19 (см. рис. 25) выглядит следующим образом:

1. В видимых низах выходят зеленоцветные и фиолетово-серые туфогенные мелкогалечные конгломераты и гравелиты, выше сменяющиеся лавами и лавобрекчиями андезитового состава, которые в южном направлении быстро выклиниваются и замещаются зелеными мелкозернистыми песчаниками, местами ко-сслоистыми около 100

2. Плитчатые известняки желтовато-серого и буровато-желтого цвета с примесью песчаного материала; содержат остатки кораллов, брахиопод и водорослей	50
3. Полимиктовые мелко- и среднезернистые песчаники, зелено-цветные, вверху появляются обломки кремнистых пелитов гравийной размерности	100
4. Серые до темных рассланцованные микрозернистые известняки с линзовидными прослоями органогенно-детритусовых разностей; встречаются кораллы плохой сохранности	45
5. Зеленые средне- до крупнозернистых туфопесчаники; внизу в северо-западном направлении сменяются фиолетово-серыми полимиктовыми разностями, содержащими прослой (5-7 м) зелено-фиолетовых мелкогалечных вулканических конгломератов с галькой плагиоклазовых порфиритов К югу туфогенный материал исчезает.	45
6. Серо-зеленые агломератовые туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезитового и смешанного состава; среди обломков встречаются зеленоватые алевролиты и плагиоклазовые порфириты фиолетового цвета. В западном направлении появляются буро-фиолетовые мелко- и среднегалечные туфоконгломераты с обломками порфиритов, туфов, кремнистых пород . . . Примерно в 1 км к югу пачка замещается тонкопереслаивавшимися зелеными песчаниками, алевролитами и гравелитами с прослоями (до нескольких метров) крупнообломочных литокластических туфов и вулканических брекчий андезитовых порфиритов.	140
7. Тонкослоистые зеленоцветные осадочные породы с примесью туфогенного материала, близкие к вышеописанным (слой 6); в средней части содержат горизонт вулканических брекчий и крупнообломочных кристаллолитокластических туфов плагиоклазовых андезитовых порфиритов В песчаниках и алевролитах обломки (до 80% породы) имеют окатанную и полукатанную форму и состоят из кварца, плагиоклаза, яшмовидных пород, эффузивов среднего и кислого состава, гранитоидов, реже туфов и известняков; в туфогенных разностях отмечены осколки пепловых частиц.	230
8. Туфогенные и вулканические конгломераты зеленовато-серого цвета с покровами быстро выклинивающихся андезитовых, андезит-базальтовых порфиритов и их брекчий	300
9. Зелено-серые и пестроцветные разнозернистые песчаники с линзой известняков, содержащей остатки кораллов	100
10. Голубовато-зеленые алевролиты, серые песчаники и песчанистые известняки с брахиоподами и трилобитами	130-140

Слой 1-4 имеют позднекарадокский возраст, остальные относятся к ашгилию.

На рис. 25 видно, что разрезы верхнего ордовика фациально более выдержаны, чем разновозрастные толщи в Западно-Чингизской зоне. В частности, на большие расстояния протягиваются горизонты известняков. По обе стороны от Чингизского разлома количество грубообломочного материала быстро уменьшается в южном направлении, вкост простирания Абралинской зоны. Состав обломков в разрезах 17 и 19 одинаковый. Близкое стратиграфическое положение в этих разрезах занимают пачки вулканогенных пород и т.д.

Северо-Акчатауская зона (рис. 26). Верхнеордовикские (верхнекарадокские) отложения несогласно, обычно с базальными конгломератами в основании, зале-

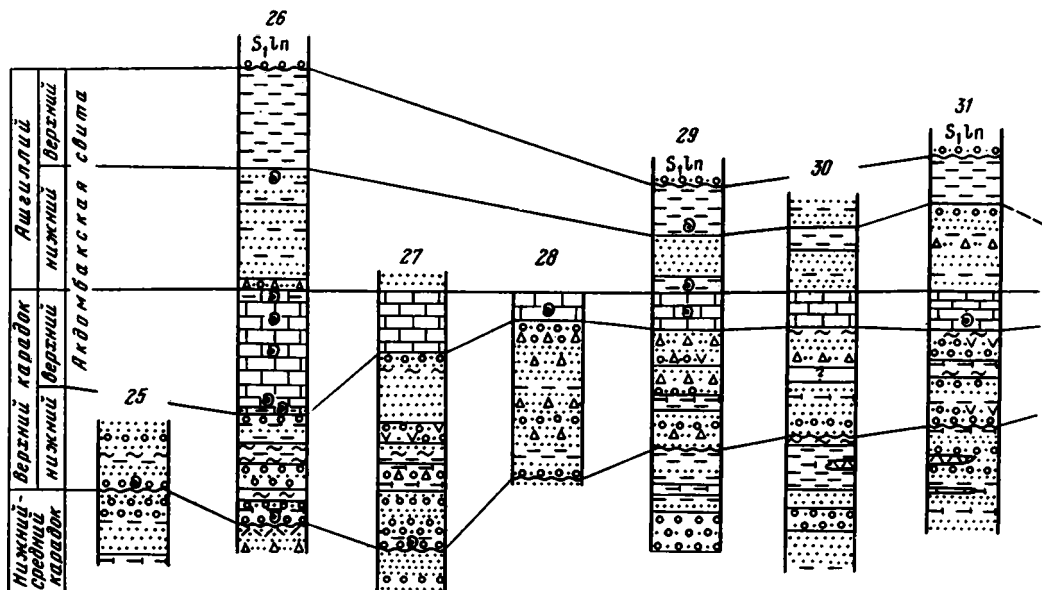


Рис. 26. Важнейшие разрезы верхнего ордовика Северо-Акчатауской фациальной зоны (их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 25 – С.Г. Самыгина и материалам Т.М. Жаутикова и

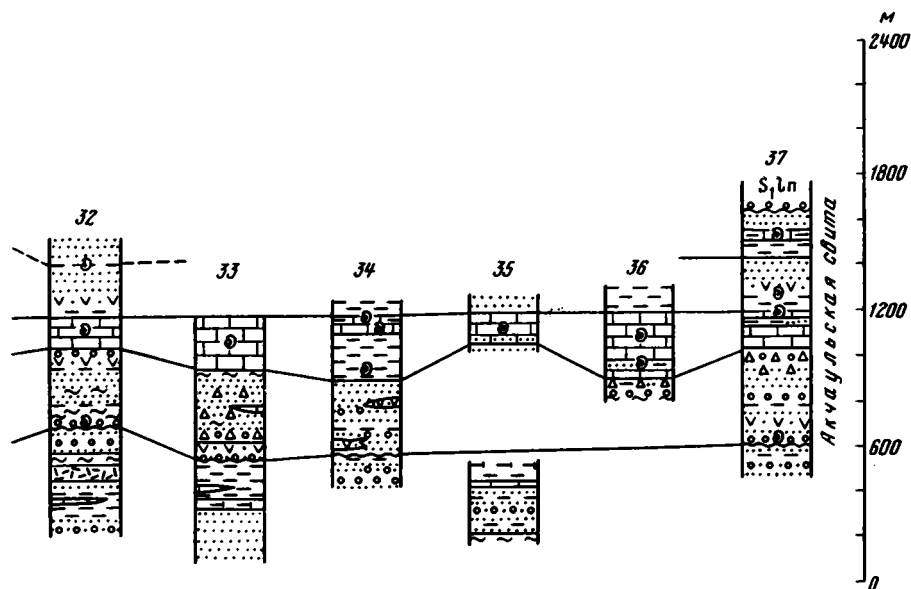
гают на породах среднего ордовика. Нижние части разрезов сложены зеленоцветными неравномернозернистыми песчаниками, гравелитами, конглобрекциями, пудинговыми песчаниками с прослоями алевролитов. Состав кlastического материала полимиктовый и граувакковый. Среди обломков выделяются красноцветные яшмовидные породы и различные эффузивы основного состава. Граувакковые обломки окатаны, как правило, хуже. Очень характерны маломощные протяженные горизонты красноцветных яшм, кремнистых аргиллитов и алевролитов. Вверху верхнего карадока повсеместно присутствует маркирующий горизонт рифогенных известняков. В ашгилии обломочный материал тоньше, преобладают алевропесчаники и алевролиты, иногда пестрокрашенные. Мощность верхнего карадока колеблется от 600 до 900 м, ашгилия – от 500 до 700 м.

К западу от Чингизского разлома хорошо изучен разрез 31 в районе гор Каратас и Кудьяр (к северу от гряды Кызылжал). Восточнее, ближе к разлому, из-за сильной дислоцированности отложений разрез составить невозможно.

На массивных граувакковых песчаниках и тонкослоистых окремненных мелкообломочных витрокlastических туфах среднего ордовика залегают следующие слои:

Мощность, м

1. Темно-зеленые мелкообломочные гравелиты с редкими гальками (3–5 мм) красноцветных пород; среди обломков встречаются шлаки, спилиты, андезитовые порфириты, яшмы. Вверху гравелиты фациально замещаются в восточном направлении фиолетово-серыми литокlastическими туфами гравийной размерности, неокатанные обломки которых состоят из андезитовых порфиритов; в туфах имеется примесь вулканомиктового материала того же состава 80
2. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с линзами крупнозернистых разностей и прослоями зеленых алевролитов . . . 40
3. Зеленовато- и фиолетово-серые среднезернистые песчаники с отдельными обломками лиловых яшмовидов размером до 3 мм пе-



Н.П. Кисляковой; 26, 29 - С.М. Бандалетова и др. (1965); 27 - М.Б. Мыч-
ника и др. (29, 27 - с дополнениями автора); 28, 30-32 - С.Г. Самыгина; 33,
34 - Р.С. Качурина и др. (34 - с дополнением автора); 35 - О.Т. Преобра-
женской и др.; 36 - А.В. Гушина и Н.И. Филатовой (1965); 37 - О.П. Кова-
левского, Н.В. Литвинович, Ю.А. Столярова и др.

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| ремежаются с темно-серыми средне- и мелкозернистыми пес-
чаниками | 40 |
| 4. Темно-зеленые среднезернистые песчаники с линзами осадоч-
ных брекчий | 12 |
| 5. Бурые крупнозернистые песчаники, гравелиты, пудинговые пес-
чаники и осадочные брекчий с большим количеством разноока-
танных обломков сургучных яшм | 35 |
| В восточном направлении эти породы сменяются зеленовато-
серыми и темно-фиолетовыми тонкозернистыми песчаниками,
содержащими прослой (мощностью в несколько метров) граве-
литов и мелкогалечных конгломератов, среди обломков которых
преобладают серые и зеленоватые микрокварциты, кремни, крем-
нистые алевролиты, а также красноцветные породы. | |
| 6. Тонкополосчатые пестроцветные (зеленоватые и фиолетовые)
яшмовидные алевропелиты | 35 |
| 7. Темные и зеленовато-серые средне-мелкозернистые песчаники.
Через 800 м по простираению в восточном направлении мощ-
ность слоя 6 уменьшается до 10 м, а слоя 7 возрастает до 40 м. | 25 |
| 8. Тонкослоистые кремнистые алевролиты лилового и фиолетово-
серого цвета с прослоями темно-серых среднезернистых пес-
чаников (аналогичных слою 7) мощностью до 2 м | 30 |
| 9. Буро-красные и лиловые массивные гравелиты и брекчий, со-
держащие прослой (1-2 м) зеленых грубозернистых песчани-
ков | 50 |

В обломках больше всего кремнистых пород, много кислых
даб, очень характерны сургучные яшмы, встречаются диаба-
зы фиолетовой окраски и отдельные кристаллы полевых шпа-
тов.

10. Слоистые мелкообломочные гравелиты вулканомиктового состава, сильно гематитизированные. Слоистость обусловлена наличием тонких (до 2 см) прослоев грубозернистых песчаников 45
По простиранию в восточном направлении гравелиты на расстоянии 1 км сменяются сначала туфогравелитами с обломками андезитовых порфиритов гиабиссального облика и с цементом из кристаллокластического туфового материала с рудной связующей массой, а затем бурыми среднеобломочными кристаллолитокластическими туфами андезитового состава.
11. Радиолариевые яшмы, местами сильно окварцованные, и тонкополосчатые кремнистые аргиллиты. Преобладают красноватые тона: фиолетовые, лиловые, сургучные, но встречаются и серые, зеленоватые, голубоватые. В кремнистых аргиллитах полосчатость обусловлена чередованием разноокрашенных слоев, в яшмах окраска бывает пятнистой 30
В западном направлении яшмовый горизонт срезается продольным надвигом, в восточном прослеживается на протяжении 4 км, до долины ручья Сарыбулак.
12. Темно-серые и серые массивные и грубослоистые кристаллические известняки, из нижней части которых в нескольких точках на расстоянии около 4 км собраны кораллы, гастроподы, членики стеблей криноидей и цефаллоподы^{32*} . . 180
13. Серо-зеленые и голубовато-серые мелкозернистые плитчатые песчаники полимиктового состава с прослоями среднезернистых разностей желтовато-серого цвета 50-60
14. Однообразные массивные среднезернистые полимиктовые песчаники зеленоватых расцветок 150
15. Красноватые грубозернистые туфопесчаники с обломками андезитовых порфиритов; в цементирующей массе присутствует тонкий пепел 20
16. Зеленовато-серые среднезернистые массивные песчаники, внизу прослой (4 м) зеленых тонкослоистых алевролитов; тонкообломочные породы табачного цвета появляются и сверху слоя 110
17. Серые с зеленоватыми и фиолетовыми оттенками внутриформационные мелкогалечные конгломераты 50
Через 100 м к востоку конгломераты сменяются зеленовато-серыми вулканомиктовыми гравелитами (в цементе присутствует пепловый материал), окатанные обломки которых состоят из андезитовых порфиритов, а также песчаников, алевролитов, известняков, кремнистых пород, редко сургучных яшм; встречаются отдельные глыбы и валуны окремненных известняков.
18. Зеленоцветные слоистые алевролиты и алевропелиты, внизу с кремнисто-хлоритовым цементом 220
Выше с небольшим размывом залегают красноватые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями гравелитов нижнего силура. Граница между верхним карадоком и ашгиллем проводится по кровле слоя 12.

К востоку от Чингизского разлома отложения верхнего ордовика обнажаются в узкой полосе, которая прослеживается от района несколько севернее пос. Знаменское через гору Акчаулы в район излучины р. Каракол. Восточнее выходы этих отложений известны у северного подножия хр. Западный Тарбагатай (истoki левых притоков р. Кульдунук), в близосевой части хребта (междуречье Карбога III - Кельдымурат) и на южных склонах (вдоль р. Ак-Чокка).

Приведем описание разреза 32, изученного по р. Знаменка (см. рис. 26). На граувакковых мелко- и среднезернистых песчаниках, содержащих прослой тонкополосчатых окремненных пелловых туфов алевроитовой размерности, и красноцветных яшмах залегают:

Мощность м

1. Лилово-бурые, серо-лиловые, реже фиолетовые песчаники с сильно гематитизированным цементом; плохо сортированные среднезернистые разности с прослоями (мощностью по несколько метров) крупногалечных гравелитов и мелкообломочных брекчий чередуются с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками (5-10 м). В средней части слоя - линза (до 10 м) светлых окварцованных известняков 120-130
Обломочный материал окатан плохо, много обломков сургучных яшм, лиловых кремнистых алевропелитов, а также эффузивов основного состава.
2. Лиловые мелкогалечные конгломераты с угловатыми обломками красноцветных яшмовидных пород, различных эффузивов и с галькой мраморизованных известняков светло-серого и зеленоватого цвета; цементом служат песчаники предыдущего слоя. Встречаются отдельные валуны (диаметром 20-50 см) розовых органогенно-детритусовых известняков, содержащих остатки трилобитов верхнего кембрия 7
В юго-восточном направлении на протяжении 2 км галька известняков постепенно исчезает, мощность слоя увеличивается до 18 м.
3. Пестроцветные (сургучные, лиловые, зеленовато-серые, голубоватые) тонкополосчатые яшмовидные алевропелиты с небольшими прослоями плохо сортированных терригенных пород . . . 30
4. Сильно гематитизированные мелко- и среднезернистые песчаники, реже алевролиты, с тонкими (до 10-15 см) прослоями грубозернистых разностей, угловатые обломки (размером до 3 мм) которых состоят в основном из лиловых яшм и кварцитов. Встречаются редкие горизонты кремнистых аргиллитов и радиоляриевых яшм (мощностью в несколько метров) . . . 190
5. Кварц-полевошпатовые алевролиты табачно-серого цвета. . . 30
6. Грязно-серые грубозернистые песчаники и пудинговые песчаники с мелкой галькой андезитовых порфиритов даечного облика 35
7. Темные с зеленоватыми и фиолетовыми оттенками кристаллолитокластические туфы андезитовых (плагноклазовых) порфиритов псаммитовой и гравийной размерности (с примесью вулканомиктового материала); встречаются лапиллиевые разности 20
8. Зеленовато-серые тонкослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты 12
9. Лиловые гравелиты с разноокатанными обломками бурых эффузивов среднего состава и яшмовидных пород 8
Через 1,5 км по простиранию на северо-запад гравелиты замещаются фиолетово-серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с тонкими прослоями кремнистых алевропелитов. Мощность слоя увеличивается до 40 м.

10. Темные и темно-серые грубослоистые до массивных мелко-кристаллические известняки, участками мраморизованные, в нижней части с обильными окаменелостями колониальных кораллов, гастропод, брахиопод (мало) и аулопор	80-100
11. Серовато- и табачно-зеленые тонкоплитчатые алевролиты полимиктового состава	32
12. Темно-серые и зеленоватые псаммитовые туффы	73
Кластический материал представлен обломками андезитовых и базальтовых порфиритов, туфов андезитового состава, измененных плагиоклазов; они имеют слегка окатанную форму, некоторые остроугольны. Связующая масса состоит из хлорита с примесью рудных минералов, эпидот-цоизитового материала, перекристаллизованного стекла и карбоната.	
К юго-востоку, в районе слияния Правого и Левого Ключей, образующих р. Знаменку, появляются буроватые среднеобломочные кристаллолитокластические туфы андезитовых порфиритов, чередующиеся с прослоями мощностью в несколько метров серовато-зеленых алевролитов, внизу с красноцветными (преимущественно фиолетовыми и бурыми) мелкозернистыми туфопесчаниками.	
13. Серо-зеленые (до темно-зеленых) мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с выклинивающимися горизонтами (максимальной мощностью 35 м) желтовато-серых разностей кварц-полевошпатового состава. Встречаются тонкие прослои (мощностью до нескольких десятков сантиметров) зеленовато-серых кремнистых алевролитов	115
14. Зеленые алевролиты и серовато-зеленые алевропесчаники, содержащие на левобережье Левого Ключа остатки брахиопод и трилобитов	45
15. Буровато-лиловые среднезернистые песчаники, по простиранию и вверх по разрезу сменяющиеся темно-зелеными более крупнозернистыми разностями	40
Обломочный материал представлен угловатыми и полускатанными зернами андезитовых порфиритов, туфов, микрокварцитов и яшм, плагиоклазов, рудных минералов и кварца; цемент типа выполнения пор состоит из хлорита и карбоната, много рудной пыли (гематита?).	
16. Тонкослоистые алевролиты различных зеленых оттенков . . .	5
17. Темно-зеленые средне-мелкозернистые песчаники	55
Далее разрез прерывается разломом. Граница между верхним карадоком и ашгилием проводится по кровле горизонта 10.	

Разрезы Северо-Акчатауской зоны наиболее выдержаны по простиранию (см. рис. 26). Фациальные изменения, обычно незначительные, происходят на больших расстояниях. Отдельные маломощные горизонты (например, кремнистых пород) протягиваются на многие километры. Непостоянством отличаются лишь отложения, в строении которых участвует материал вулканического происхождения, принесенный, очевидно, с севера из зон активного вулканизма. Мощности разрезов и их отдельных частей меняются в небольших пределах, главным образом за счет рифогенных известняков.

В основании рассматриваемых толщ по обе стороны от Чингизского разлома найдена переотложенная фауна (трилобиты) верхнего кембрия в разрезах 25^{33*}, 26^{34*}, 27^{35*} и 32^{36*}. В основании разреза 37 в гальке известняков обнаружены трилобиты майского яруса среднего кембрия 37*

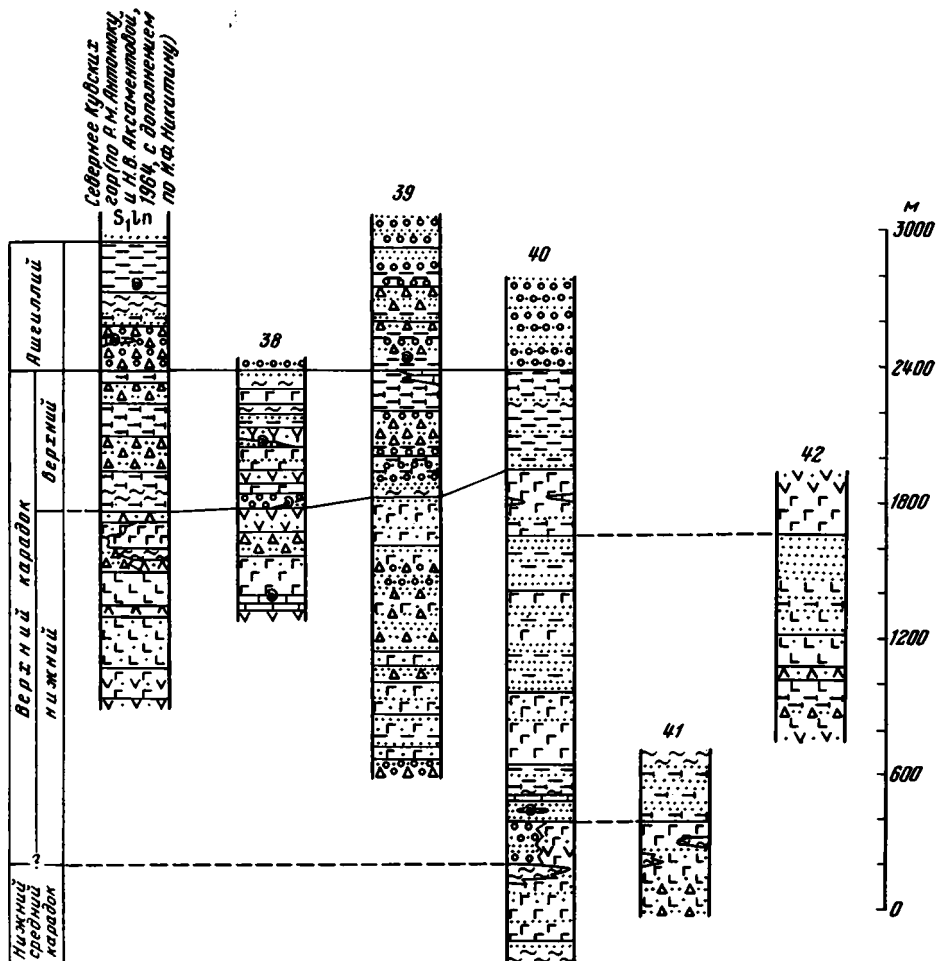


Рис. 27. Разрезы верхнего ордовика Арсаланской фациальной подзоны (их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 38 – Б.Б. Назарова, Н.В. Полянского и др.; 39, 40 – М.Б. Мычника и других с дополнениями автора; 41–42 – С.Г. Самыгина

Прекрасным маркирующим горизонтом и к западу, и к востоку от Чингизского разлома являются рифогенные известняки верхов верхнего карадок с характерным комплексом не очень разнообразной фауны. В юго составе преобладают кораллы, среди которых и в Чингизе, и на Тарбагатае особенно многочисленны представители рода *Agetolites*, в том числе *Agetolites mirabilis* Sok. Выходы рифогенных известняков, названных О.П. Ковалевским (1981) акдомбакскими, показаны на рис. 22. Они непрерывной цепочкой тянутся вдоль северного крыла Акчатауского антиклинория по границе с Абралинским синклинорием, подходят вплотную к Чингизскому разлому и обнажаются затем в другом его крыле (также непосредственно возле главного сместителя), откуда продолжают в хр. Тарбагатай. Литологически известняки весьма однообразны, по обе стороны от разлома они участками сильно изменены (мраморизованы и окварцованы).

В Предчингизской зоне выделяется несколько фациальных подзон; различия в строении характеризующих их типовых разрезов устанавливаются главным образом в южном Предчингизье (см. рис. 23, разрезы IV–VI).

1. Арсаланская подзона соответствует Арсаланской (Сулу-Чокынской) синклинали, расположенной на юго-западном борту Чингиз-Тарбагатайского мегантикли-

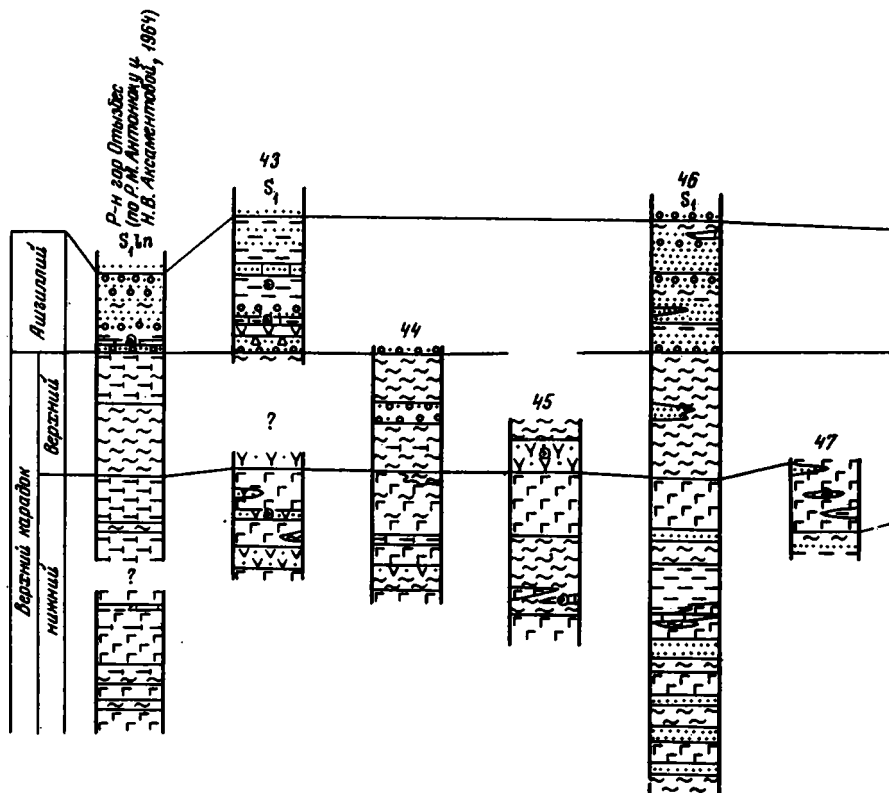


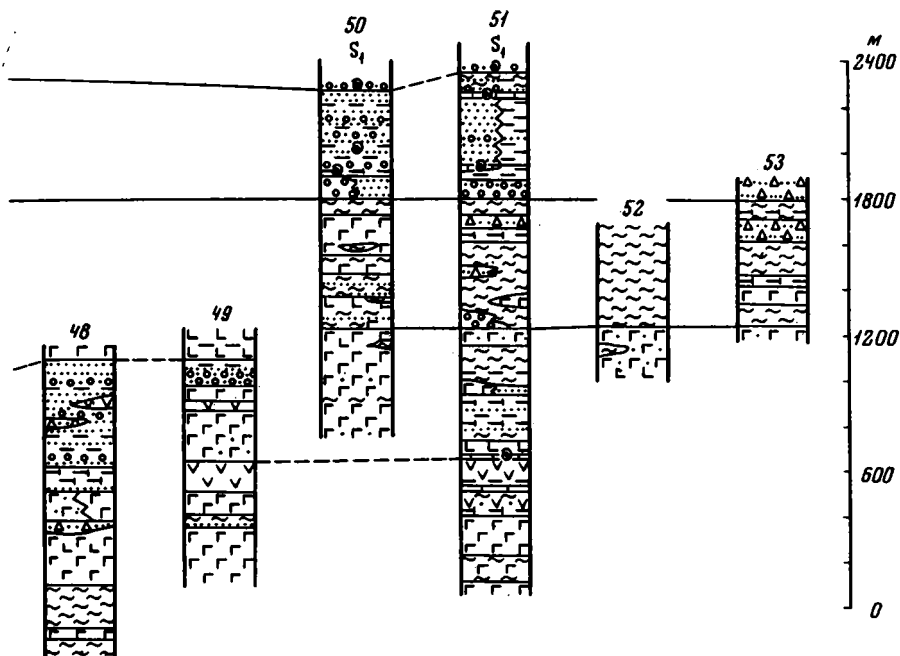
Рис. 28. Разрезы верхнего ордовика Южно-Балкыбекской фашиальной подзоны (их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

нория, северо-восточнее Балкыбекской антиклинали. Отложения верхнего ордовика (рис. 27) непрерывно продолжают разрезы среднего отдела. Среди них заметную роль начинают играть эффузивы основного состава – зеленокаменно измененные, часто спилитового облика базальтовые, диабазовые и андезит-базальтовые порфириты, которые сопровождаются протяженными дайковыми телами, сложенными породами субвулканической фаши. Довольно много прослоев и линз пестроокрашенных яшм, яшмо-кварцитов, кремнистых алевропелитов. Среди терригенных осадков преобладают тонкообломочные вулканомиктовые разности зеленых расцветок; грубообломочный материал имеет полимиктовый состав. Мощность среднего – верхнего карадок не менее 2000 м. В толщах, относящихся к ашгиллию (600–700 м), вулканогенные породы исчезают, увеличивается количество грубокластических плохо сортированных осадков со слабо окатанными обломками полимиктового состава, особенно в разрезах, находящихся ближе к Балкыбекской антиклинали; окраска становится довольно пестрой.

К востоку от Чингизского разлома отложения подобного типа вскрываются лишь в узкой, очень сильно дислоцированной полосе на южном склоне хр. Тарбагатай, между р. Ак-Чокка и горами Сулжота. Они примыкают с северо-востока к Сулжотинской антиклинали, сложенной кембрийскими толщами, аналогичными по формационному характеру и близкими по возрасту к разрезам Балкыбекской антиклинали.

2. Следующая подзона (Южно-Балкыбекская) расположена в пределах юго-западного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория южнее Балкыбекской и Сулжотинской антиклиналей (рис. 28).



Разрезы по данным: 43-45 – Н.В. Полянского и др. (43 – с дополнением из "Геологии ...", 1962); 46 – М.Б. Мычника и др.; 47-49 – Р.С. Качурина и др.; 50 – А.В. Гушина и Н.И. Филатовой (1965); 51 – Ю.А. Столярова и др.; 52,53 – Н.В. Литвинович и др. (1963)

И к западу, и к востоку от Чингизского разлома разрезы ее имеют одинаковое строение. Средний – верхний карадок мощностью до 2000 м представлен зеленокаменными спилит-диабазовыми толщами (подушечные лавы, спилиты, альбитизированные диабазы и базальтовые порфириты), перемежающимися с яшмами и другими кремнистыми породами, которые повсеместно венчаются мощной пачкой (500–600 м) красноватых, иногда пестроцветных яшм, радиоларитов, кремнистых пелитов; последняя участками содержит горизонты основных лав и прослойки терригенных вулканомиктовых отложений. Все эффузивы относятся к породам нормальной известково-щелочной ассоциации (Вулканогенные ..., 1965). Разрезы ашгиллия (до 600 м) отличаются от одновозрастных толщ предыдущей подзоны большим количеством прослоев хемогенных осадков (яшм, известняков, нередко замещающих друг друга по простиранию) и уменьшением роли грубообломочных отложений. В основании толщ в Предчингизье и на южных склонах хр. Тарбагатай обычно прослеживается горизонт гравелитов и осадочных брекчий, состоящий из разноокатанных обломков яшм, кварцитов, реже порфиритов и плагиопорфиров.

3. Акбастауская подзона приурочена к одноименной актиклинали в пределах переходной области от каледонид к герцинидам. Характеризующие ее разрезы (рис. 29) фациально сильно изменчивы. В их сложении принимают участие окрашенные в зеленые и серые тона эффузивы и туфы андезитового, реже андезит-базальтового дацитового и более кислого состава, переслаивающиеся и замещающиеся по простиранию пачками пестроцветных вулкано- и полимиктовых песчанников, алевролитов, туфоконгломератов. Местами сохранились остатки довольно крупных вулканических аппаратов центрального типа (Каипов, 1970). Вверху

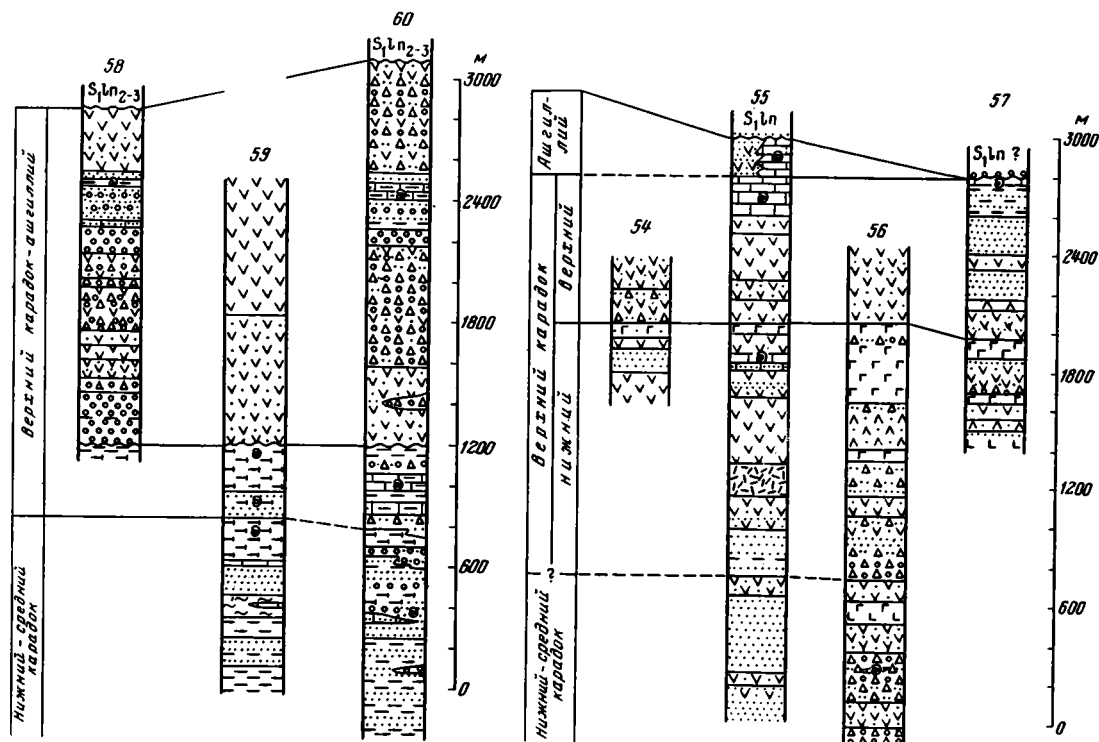


Рис. 29. Разрезы верхнего ордовика Акбастауской фациальной подзоны (их расположение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 54 – Н.В. Полянского и др.; 55, 56 – Т.М. Жаутикова и Н.П. Кисляковой (55 – с дополнением по И.Ф. Никитину, 1972); 57 – М.Б. Мычника и др.

Рис. 30. Разрезы верхнего, частично среднего ордовика юго-восточной части Чунайского синклинория (их положение показано на рис. 22)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 58 – М.Б. Мычника и Р.Н. Решетова; 59 – И.Ф. Никитина (1972); 60 – А.Ф. Дубинина и др.

залегают рифогенные известняки, кровля которых в разной степени размыта. Мощность толщи, содержащей средне-позднекарадокскую фауну, превышает 1000 м, ашгиллия – 0–200 м.

К востоку от Чингизского разлома разрезы подобного типа по условиям обнаженности изучены недостаточно хорошо. Они вскрываются вдоль северного края Алакольской впадины по рекам Каргалы, Маканчи, Кок-Терек, Айран-Булак, на южном склоне гор Бахты и по дороге между населенными пунктами Маканчи и Чугучак около советско-китайской границы. Преобладающими породами являются серые и зеленовато-серые андезитовые и дацитовые порфиры, их туфы, туфо-конгломераты, в подчиненном количестве встречаются прослои терригенных осадков (нередко лилово-серого цвета) и покровы диабазов. Видимая мощность достигает 1000 м. Характерны субвулканические, экструзивные и жерловые тела. Пирокластический материал среднего и смешанного состава и аллохтонной природы и присутствует, как и в Предчингизье, в смежных зонах осадконакопления, где его положение в разрезах не имеет выраженных закономерностей (см. рис. 28).

На северо-восточном склоне Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория область седиментации в позднем ордовике была приурочена к Чунайскому синклинорию. Особенности строения распространенных на юго-востоке этой структуры разрезов

можно судить по данным, приведенным на рис. 30. Их краткая характеристика помещена в табл. 2. В северных предгорьях хр. Тарбагатай, на правом берегу р. Аягуз (разрез 59) И.Ф. Никитиным, Д.Т. Шаем и М.К. Аполлоновым (Никитин, 1972) было установлено, что нижняя, осадочная толща (карагачская свита) охватывает весь карадок, а верхняя, вулканогенная (жартасская свита) — соответствует, скорее всего, ашгиллию.

Фациальная зональность нижнесилурийских отложений

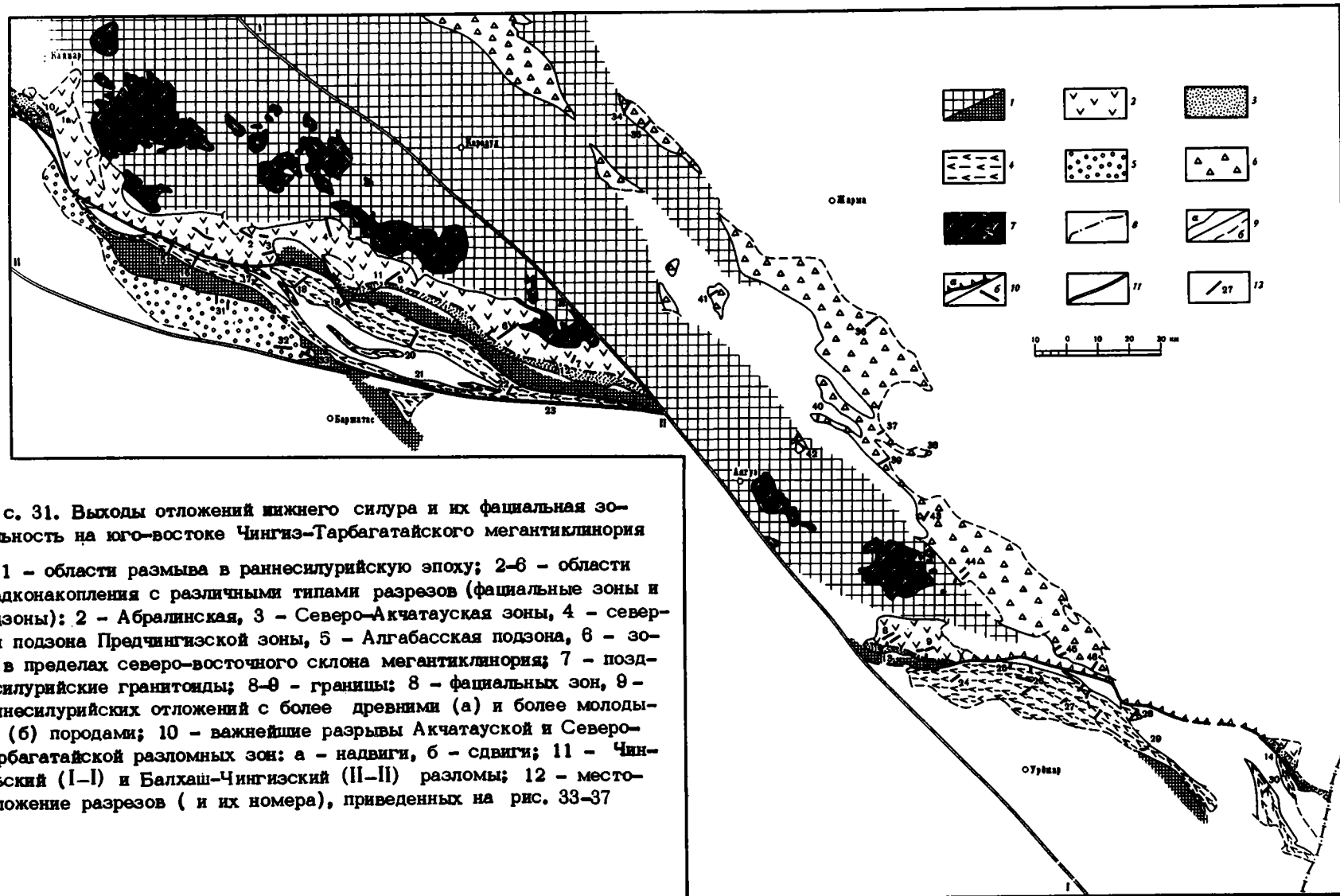
При сопоставлении разрезов нижнего силура используется стратиграфическая схема, разработанная для районов хр. Чингиз М.А. Борисяк, О.П. Ковалевским, Т.В. Николаевой (1961) и уточненная ими в 1963 г. с участием И.М. Колобовой и Г.А. Стукалиной в Тарбагатае. Позже С.М. Бандалетовым (1969) и вышеперечисленными авторами (Стратиграфическое..., 1971) были внесены новые изменения, учтенные при составлении рабочей схемы силура на Втором совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Казахстана в 1971 г. Лландоверийский ярус по фаунистическим комплексам разделяется на слои с *Holothynchus cinghizicus* (нижний лландовери), слои с *Eospirifer cinghizicus* (верхи нижнего-средний лландовери), слои с *Pentamerus longiseptatus* (нижняя часть верхнего лландовери) и слои с *Propora obrutschewi* (верхняя часть верхнего лландовери). Венлокский ярус выделяется главным образом по стратиграфическому положению: относимые к нему отложения содержат фауну почти всюду только в самых низах, причем эта фауна далеко не всегда однозначно характеризует возраст. В таких случаях принадлежность к венлоку определяется условно, в основном по литологическим признакам.

Расположение раннесилурийских фациальных зон показано на рис. 31. Основные типы разрезов юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория даются на рис. 32. Частные разрезы по простираению всех зон приводятся на рисунках 33–37. Списки фауны, собранной из нижнесилурийских отложений юго-западного склона мегантиклинория, помещены в приложении отдельно для районов Чингиза^{38*} и Тарбагатая^{39*}. Эти списки составлены по данным всех авторов, на которых сделаны ссылки в подписях к рисункам 33–36.

Абралинская зона (рис. 33). Нижнесилурийские отложения постепенно сменяют верхнеордовикские и состоят из двух толщ, которые были выделены в хр. Чингиз С.М. Бандалетовым в 1957 г., под названием альпейская (лландовери) и жумацкая (венлок) свиты. В дальнейшем возрастная граница между свитами проводится им примерно в середине позднего лландовери (Бандалетов, 1969). Комплекс колоннальных кораллов, дополнительно собранный из самых низов жумацкой свиты севернее горы Акдомбак¹ (см. разрез 11 на рис. 34), был отнесен к слоям с *Propora obrutschewi*, выделенным в другой структурно-фациальной зоне, на северо-восточном склоне Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, где принадлежность этих слоев к верхнему лландовери доказывается по граптолитам и трилобитам. Нам представляется, что изменение возраста жумацкой (а также и альпейской) свиты еще недостаточно обосновано. Поэтому в данной работе альпейская свита относится к лландовери, а жумацкая — к венлоку, в соответствии с существующей унифицированной схемой силура Восточного Казахстана.

Альпейская свита сложена пестроцветными терригенными осадками (полимиктовые песчаники, алевролиты, иногда конгломераты) с редкими линзами известняков, которые чередуются с пачками и горизонтами грубообломочного материала вулканического происхождения, состоящего из зеленых и бурых туфов среднего состава, переходящего в туфогенные и вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; небольшое распространение имеют эффузивы. Вулканогенные породы встречаются в разных частях толщи, но в целом их количество возрастает

¹ Стратотипический разрез свиты находится в районе горы Жумац (разрез 6 на рис. 33).



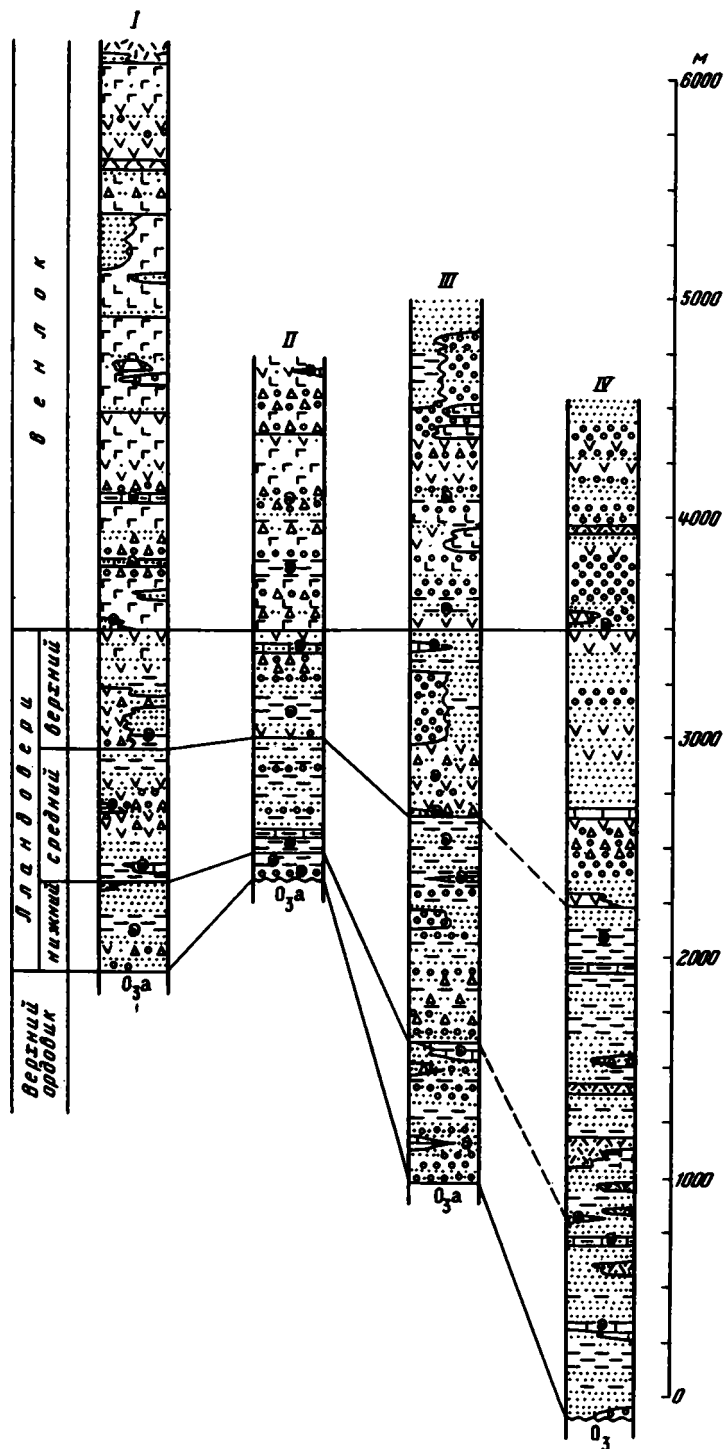
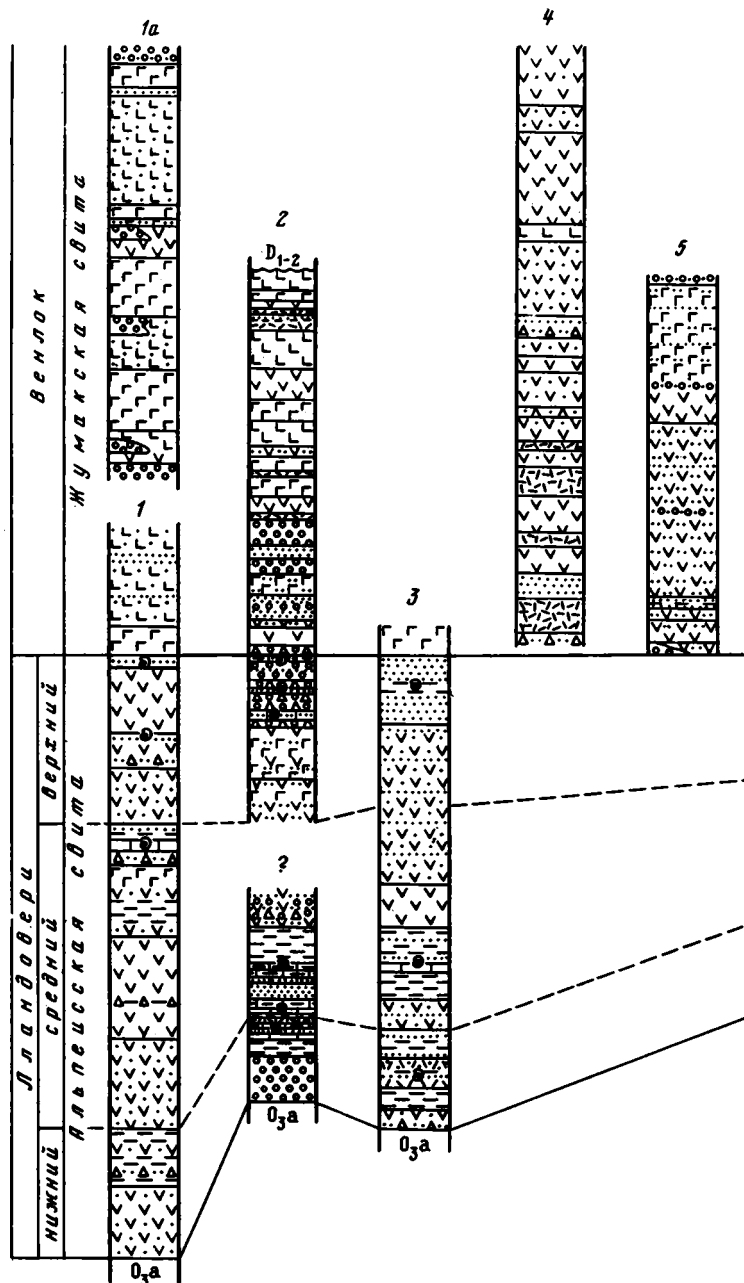


Рис. 32. Типы разрезов нижнего силура юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория

Сводные разрезы фациальных зон: I – Абралинской, II – Северо-Акчатауской, III–IV – Предчингизской (III – северная, IV – Алгабасская подзоны).
Условные обозначения см. на рис. 21



кверху; суммарное содержание их колеблется от 25 до 45% всей мощности, которая меняется от 1600 до 2100 м и достигает 2600 м на крайнем северо-западе, где в разрезе 1 (см. рис. 33) материал вулканического происхождения играет наибольшую роль.

Разрезы жумакской свиты существенно вулканогенные. Среди вулканогенных пород доминируют лавы основного состава – базальтовые, диабазовые и андезит-базальтовые порфириты, окрашенные в темные (серые, зеленые и бурые) цвета; очень характерны оливковые базальты. Встречаются горизонты лав и туфов андезитового и, в незначительном количестве преимущественно вверху толши, даже кислого состава. Эффузивы в целом преобладают над пирокластами, среди последних распространены крупнообломочные и агломератовые разности. Все лавы относятся к нормальной известково-щелочной ассоциации с отклонением в сторону промежуточного (между известково-щелочным и щелочным) типа. Особенно

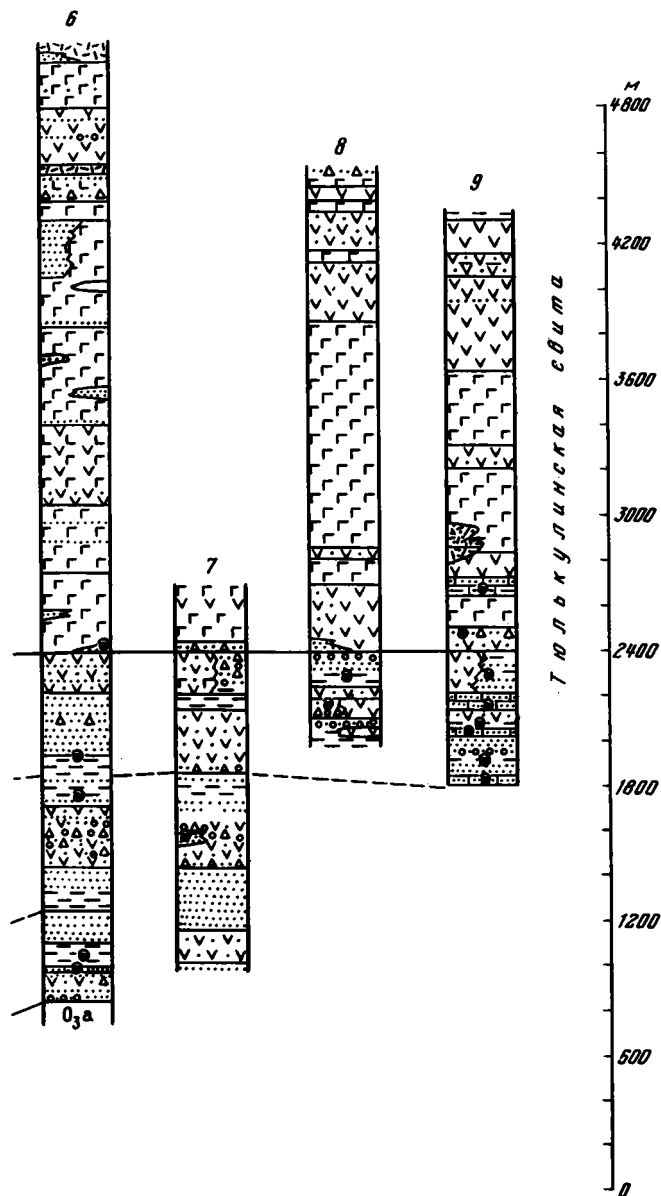


Рис. 33. Важнейшие разрезы нижнего силура Абралинской фациальной зоны (их расположение показано на рис. 31)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 1 - Т.М. Жаутикова и Н.П. Кисляковой; 1а - Р.М. Антонюка (Вулканогенные формации..., 1965); 2,4 - С.М. Бандалетова, Р.А. Борукаева и др.; 3 - Н.В. Полянского и др.; 5,6 - М.Б. Мычника и др.; 7 - С.Г. Самыгина, А.И. Хабелашвили и др.; 8,9 - О.П. Ковалевского, Н.В. Полтавцевой и др.

отчетливо отклонение к щелочным типам обнаруживается в наиболее основных разностях (Лялин, Миллер, Никитина, 1964). Терригенные отложения составляют обычно 5-12, местами (разрез 2) до 20-30% всей мощности. Они залегают в виде быстро выклинивающихся горизонтов и маломощных обособленных пачек краснопесчаных песчаников и конгломератов вулканомиктового состава. Суммарная мощность толщи достигает 2700 м.

К востоку от Чингизского разлома отложения нижнего силура также пространственно тесно связаны с верхнеордовикскими, но взаимоотношения между ними всюду тектонические: нижние части силурийских разрезов нигде не обнажены. Выделенная в хр. Тарбагатай Н.В. Литвинович и М.М. Смеловской в 1961 г. тюлькулинская свита соответствует только верхнему лландоверии-венлоку. Неполная мощность верхнего лландоверии около 600 м; характер этой части разрезов совершенно аналогичен верхам альпийской свиты хр. Чингиз. В вулканогенной

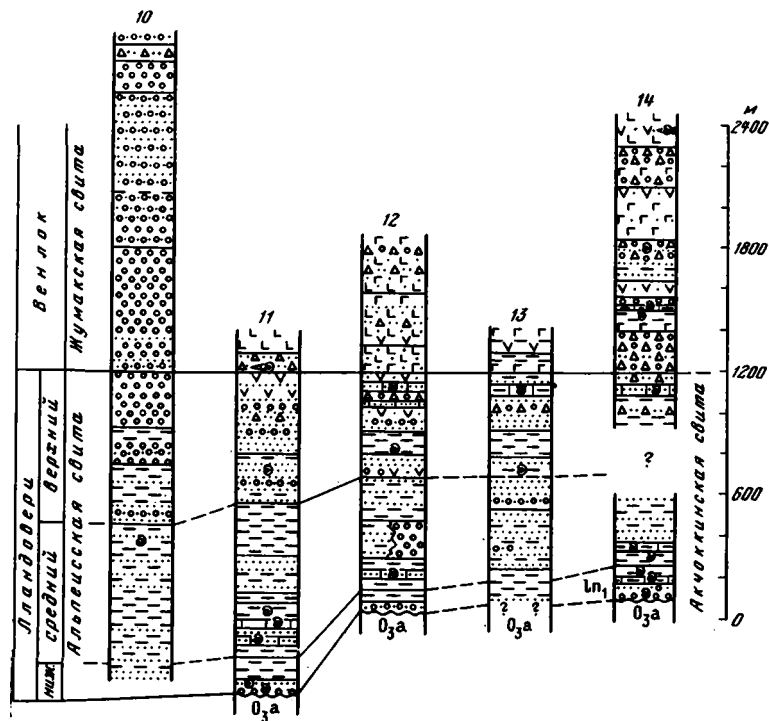
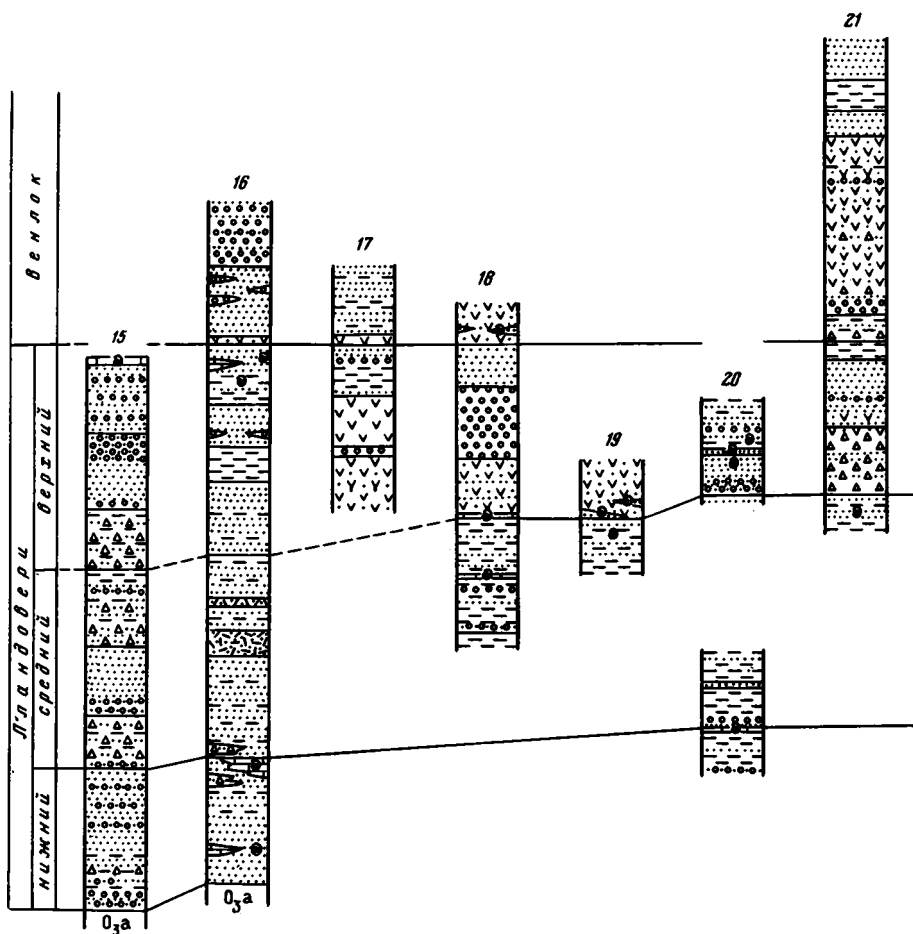


Рис. 34. Важнейшие разрезы нижнего силура Северо-Акчатауской фациальной зоны (их расположение показано на рис. 31)

Условные обозначения см. на рис. 21

Разрезы по данным: 10 - Н.Р. Асатуллаева, Э.М. Великовской и др.; 11 - С.М. Бандалетова и др. (1965); 12 - С.Г. Самыгина с дополнениями по материалам А.И. Хабелашвили и др.; 13 - Н.В. Полтавцевой; 14 - О.П. Ковалевского, О.Т. Преображенской и др.



толще венлока, видимая мощность которой достигает 2200 м, также распространены базальтовые, в том числе и оливковые, порфиры; последние не известны среди каких-либо других образований нижнего – среднего палеозоя региона. Эффузивов в разрезах заметно больше, чем туфов, а осадочные породы играют незначительную роль (4–8% мощности); им присущи красные цвета окраски.

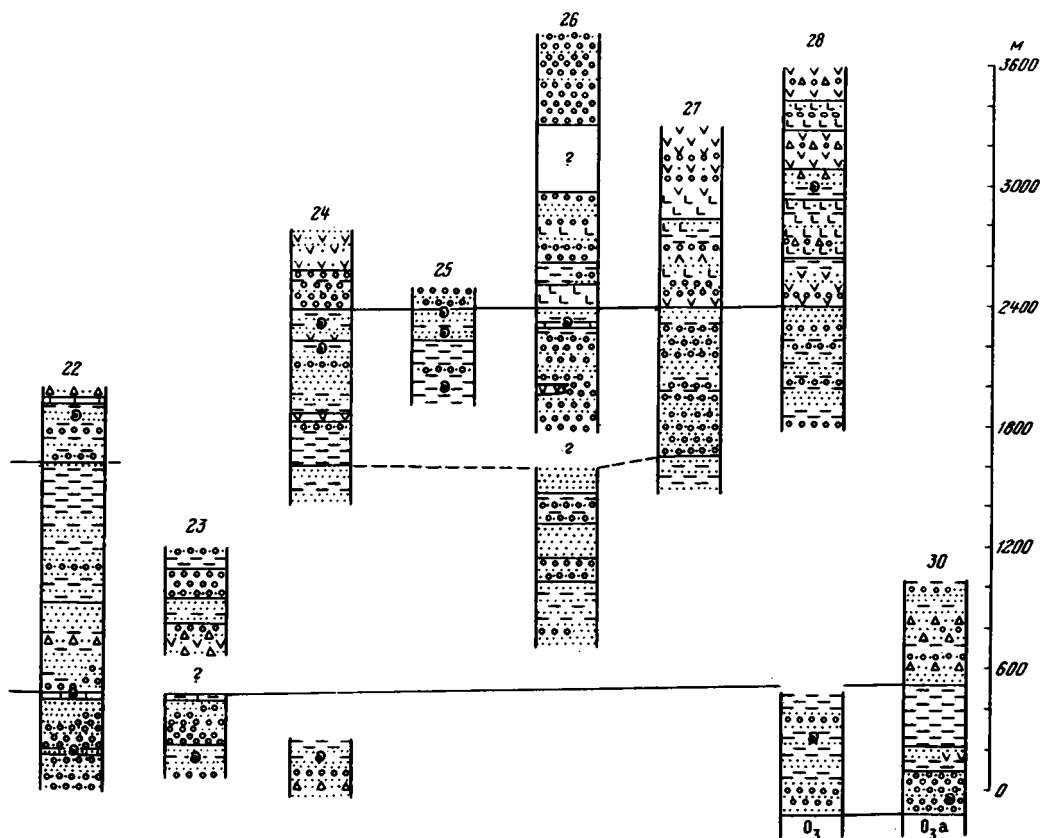
Северо-Акчатауская зона (рис. 34). И на Чингизе, и в Тарбагатае разрезам отличаются от предыдущих сокращенными мощностями и резким уменьшением количества вулканических продуктов. Нижнесилурийские отложения залегают на верхнеордовикских с хорошо выраженным разрывом: как к западу, так и к востоку от Чингизского сдвига из разрезов выпадает значительная часть нижнего лlandoвери (слои с *Holothyrchus cinghizicus*), в базальном горизонте часто встречаются обломки колониальных кораллов позднего ордовика (например, в разрезах 11 и 14).

Рис. 35. Разрезы нижнего силура северной подзоны Предчингизской фациальной зоны (их расположение показано на рис. 31)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 15 – А.К. Мясникова; 16–19 – Н.В. Полянского и др.; 20–22 – М.Б. Мычника и др.; 23 – А.И. Хабелашвили и др.; 24, 25 – Н.В. Полтавцевой; 26, 27 – Р.С. Качурина и др.; 28 – О.Т. Преображенской и др.; 30 – Н.В. Литвинович и др. (1963)

Условные обозначения см. на рис. 21.



Несмотря на размыв, осадки низов силура по своему характеру всюду довольно близки к верхним горизонтам ордовика. Разрезы лландовери (альпийская свита на Чингизе, акчоккинская свита в Тарбагатае, выделенная Н.В. Литвинович и другими, 1963) состоят из зеленоцветных, местами пестроцветных, полимиктовых, часто известковистых песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов, гравелитов, реже известняков. Вверху появляются отдельные горизонты терригенных пород вулканомиктового состава, образовавшиеся за счет переотложения распространенных севернее вулканитов близкого возраста, а также линзы туфов андезитовых порфиритов. Мощность разрезов лландовери варьирует от 1100 до 1500 м. Видимая мощность венлокской толщи (жумакская свита, возрастные аналоги верхов тюлькулинской свиты) не превышает 1200 м, часто и того меньше (разрезы 11-13). В ее строении осадочные отложения составляют до половины объема.

В Предчингизской зоне различаются две подзоны, типовые разрезы которых помещены на рис. 32 (разрезы III-IV).

1. Более северная подзона отвечает всему юго-западному борту Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В ее пределах пестроцветные нижнесилурийские разрезы без видимого несогласия продолжают верхнеордовикские, а характер строения их нижних частей (нижний лландовери) близок к разрезам ашгилия (рис. 35). Здесь исчезают только кремнистые породы и появляются зеленоцветные терригенные пачки флишевого типа. Состав обломочного материала полимиктовый, в толщах среднего-верхнего лландовери встречаются туфопесчаники, а в верхнем лландовери - местами туфы среднего состава. Суммарная мощность лландоверийских отложений и к западу, и к востоку от Чингизского сдвига одинакова - 2500-2800 м. В разрезах верхнего лландовери повсеместно возрастает роль груботерригенных осадков, а в толщах, относимых к венлоку, начинают преобладать красноцветные разности, нередко косослоистые, среди которых как в Предчингизье, так и в Тарбагатае спорадически присутствуют породы вулканического происхождения. Видимая мощность венлока достигает 1500 м.

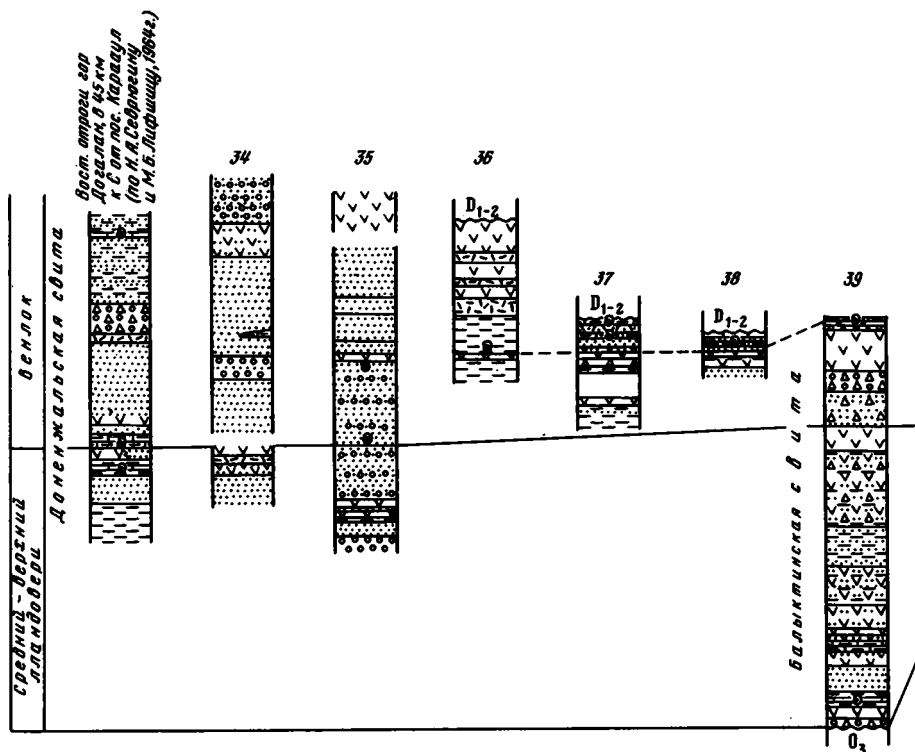


Рис. 36. Разрезы нижнего силура Алгабасской фациальной подзоны (их расположение показано на рис. 31)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 31 – М.Б. Мычника, Н.В. Полянского, Р.Н. Решетова и др.; 32 – С.М. Бандалетова (Геология ..., 1962); 33 – Н.В. Полянского и др.

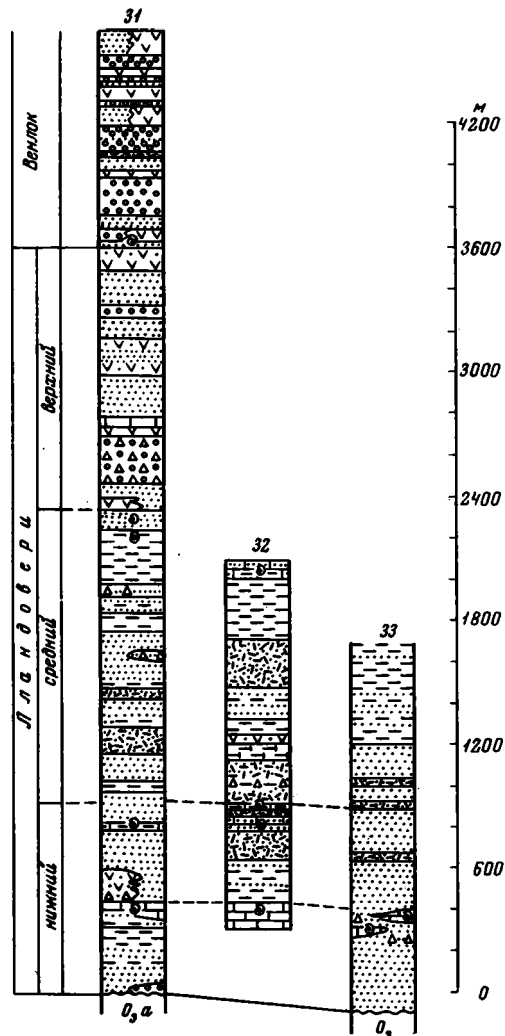
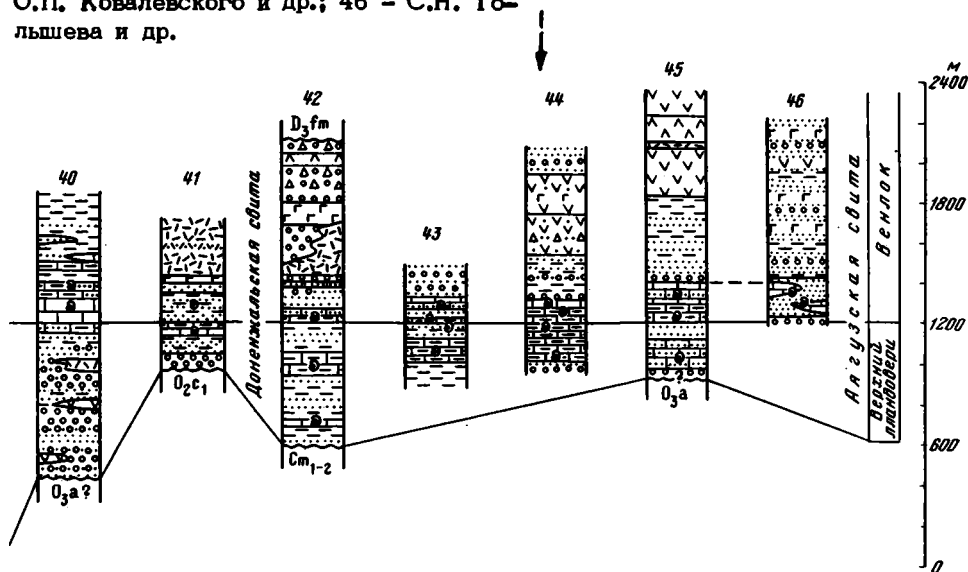


Рис. 37. Разрезы нижнего силура северо-восточного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (их расположение показано на рис. 31)

Условные обозначения см. на рис. 21.

Разрезы по данным: 34 – В.Н. Зырянова и М.Б. Мычника; 35 – Ю.А. Столярова; 36–39 – К.Т. Куликовского; 40, 41 – М.Б. Мычника и Р.Н. Решетова (40 – с изменениями по материалам А.Ф. Дубинина и др.); 42 – С.М. Бандалетова (Геология ..., 1962); 43–45 – О.П. Ковалевского и др.; 46 – С.Н. Гольшьева и др.



2. Алгабасская подзона соответствует одноименной синклинали в переходной области от каледонид к герцинидам, расположенной к югу от Акбастауской антиклинали. По сравнению с более северными разрезами, в Алгабасской синклинали значительно увеличивается мощность лландовери (до 3600 м), толща которого отличается почти полной стерильностью от продуктов вулканизма (рис. 36). В нижнем-среднем лландовери преобладают ритмично переслаивающиеся зеленоцветные песчаники и алевролиты полимиктового и кварц-полевошпатового состава (1700–2300 м), в верхнем лландовери (до 1300 м) – красноцветные более грубообломочные отложения, сменяющиеся выше (венлок) пестроцветной толщей с небольшим количеством полимиктовых конгломератов. К востоку от Чингизского разлома разрезы Алгабасской подзоны не обнажаются.

Вдоль северо-восточного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория нижнесилурийские отложения распространены (см. рис. 31) в Чунайском (разрезы 40, 41, 43–45) и Тундык-Ащисуйском (разрезы 36–39) синклиналиях, встречаются по северо-восточному борту Чингизского (разрез 42) и в пределах Аркалыкского (разрезы 34, 35) антиклинория. Полоса их выходов соответствует выделенной С.М. Бандалетовым (1962) Алкамерген-Тарбагатайской структурно-фациальной зоне, названной Э.М. Великовской (1966) Аягуз-Жарминской. Особенности строения разрезов можно видеть на рис. 37, а их краткая характеристика приводится в табл. 2. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения опорных разрезов (41–44) содержится в работе С.М. Бандалетова (1969).

Структурная зональность

По обе стороны от Чингизского разлома степень дислоцированности отложений верхнего ордовика – нижнего силура увеличивается в направлении с севера на юг (рис. 38). Это хорошо видно на обобщенных профилях, построенных поперек основных структур (рис. 39).

На морфологии структурных форм, развитых в Центральной зоне, автор останавливался выше. Западно-Чингизская зона составляет полосу брахиоморфных дислокаций. Распространенные в ее пределах верхнеордовикские породы выполняют простую наложенную синклинальную структуру – крупный прогиб с несколько более крутым северо-восточным бортом, обычно подорванным согласными взбросами. Современная ширина его к западу от Чингизского разлома равна 7–11 км, в северо-западном направлении увеличивается до 30 км, а к востоку от разлома составляет 7–15 км. Прогиб осложняется вытянутыми вдоль его оси довольно пологими брахисинклиналями 2-го порядка.

Абралинская зона в структурном отношении является промежуточной: она представляет собой складчатую полосу, состоящую из серии гребневидных антиклиналей и открытых асимметричных синклиналей с пологими северными крыльями. Ширина этой полосы к западу от Чингизского разлома 8–15 км, к востоку – 7–13 км, затем уменьшается вдоль северных подножий хр. Тарбагатай до 2 км.

В более южных зонах преобладают дислокации линейного типа. Сильно сжатые складки и осложняющие их продольные надвиги как в Чингизе, так и в Тарбагатае наклонены к юго-западу и югу; их пересекают диагональные сопряженные сколы.

Кроме перечисленных общих черт, сближающих одноименные зоны в разных крыльях Чингизского разлома, эти зоны одинаковы и по особенностям своего внутреннего строения. Остановимся на некоторых из них.

1. К западу и к востоку от главного сместителя Чингизского сдвига борта Западно-Чингизского прогиба имеют идентичное строение. В обоих районах отложения талдыбойской свиты на севере залегают главным образом на кремнисто-вулканогенных породах агырекской свиты, а на юге – на кремнисто-терригенных осадках майданской (?) свиты (рис. 40 и 41). Основание прогиба по разные стороны от разлома выполнено одной грубообломочной пачкой, образовавшейся за счет размыва какого-то единого источника (см. описание разрезов 9 и 11); выше этой пачки прослеживаются одни и те же маркирующие горизонты, выкли-

нивающиеся лишь с удалением от разлома. Намасская свита слагает брахисинклиналь второго порядка, которая замыкается в том же направлении, а к разлому в обоих районах подходят наиболее широкие ее части (см. рис. 38). Полное сходство затушевывается лишь различным характером последующих нарушений в разных крыльях сдвига; кроме того, позднесилурийские гранитоиды на западе интродировали южный борт прогиба, а на востоке – северный.

2. В Абралинской зоне ядерные части брахисинклиналей нередко осложнены полукольцевыми кальдерообразными депрессиями, заполненными продуктами венлокского вулканизма. К их числу в хр. Чингиз относятся Шабьинская и Жумацкая (Каншокинская) синклинали, в хр. Тарбагатай – Жельдыкаринская и Тюлькулинская синклинали (см. рис. 3). В обоих регионах к ядрам смежных с юга антиклиналей и сопровождающим их продольным разрывам приурочены субширотно вытянутые гипабиссальные тела и дайки, комагматичные покровным фациям вулканитов, выполняющих брахисинклинали.

По южному краю Абралинской полосы дислокаций как к западу, так и к востоку от Чингизского сдвига увеличивается общий наклон слоев, появляются признаки линейности и структурной упорядоченности отдельных форм, которые приобретают слабую вергентность в сторону более южных зон. Вместе с тем на некоторых участках встречаются прямые гребневидные антиклинали, ориентированные субмеридионально, поперек к господствующим простираниям, например, складка к северу от горы Акдомбак, осложняющая Шабьинскую брахисинклиналь, Жолбулакская антиклиналь на юге Тюлькулинской брахисинклинали.

3. В пределах Северо-Акчатауской зоны породы всюду моноклинально падают в северных румбах в среднем под углами $50-70^{\circ}$; на востоке хр. Тарбагатай углы увеличиваются до $70-80^{\circ}$. Ширина этой моноклинальной полосы на Чингизе меняется от 3 до 5–8 км, в Тарбагатае она равна 2–4 км. Простое сложение полосы нарушается лишь редкими коленообразными в плане изгибами, короткие крылья которых отличаются долготными простираниями (например район горы Акдомбак или гора Акчаулы в западной части хр. Тарбагатай). Подобные изгибы хорошо подчеркиваются горизонтом акдомбакских известняков (верхи верхнего карадокса).

4. В поясе линейных дислокаций выделяется несколько протяженных надвиговых зон. В Предчингизье наиболее крупным является Акчатауский надвиг. Это нарушение отчетливо прослеживается почти от Чингизского сдвига (гряда Кызылжал на восточном окончании хр. Акшатау) на расстояние 200 км до Кайнарского девонского вулканического массива. Простирание разрывной зоны дугообразно изменяется от субширотного до северо-западного и отличается волнистостью (см. рис. 3, 22, 31). На востоке вдоль нее более древние породы Акчатауского антиклинория, включая и ядерную его часть, контактируют с ордовикско-силурийскими толщами юго-западного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Последние к западу от гор Шокпактас, где зону иногда называют Жауыртагинской зоной смятия (Полянский, 1969), почти полностью перекрыты по ней одновозрастными отложениями Абралинского синклинория; погребенные тектонически толщи появляются снова лишь западнее меридиана пос. Кайнар. Амплитуда перекрытия, определяемая по методу тектонического сближения фаций (Суворов, Самыгин, 1965), превышает 15 км.

Акчатауская надвиговая зона лучше всего обнажена вдоль южных подножий хр. Акшатау. Она представляет полосу сплошного рассланцевания шириной около 1 км. В полосе можно выделить серию субпараллельных чешуй-пластин (каждую шириной 150–250 м), сложенных различными породами. Плоскости рассланцевания падают на север и северо-восток под углами $40-60^{\circ}$, вблизи поверхностей основных чешуй они параллельны сместителям, а с удалением наклон в висях крыльях становится на $15-20^{\circ}$ круче. Породы в надвиговой зоне катаклазированы, и большинство их заметно динамометаморфизованы: тонкообломочные терригенные и пирокластические отложения превращены в зеленые сланцы, эффузивы и субвулканические образования – в порфиритоиды; широко распространены окварцевание и вторичное кремнение. В грубообломочных осадках гальки сильно сплюснуты и уплощены параллельно рассланцеванию.

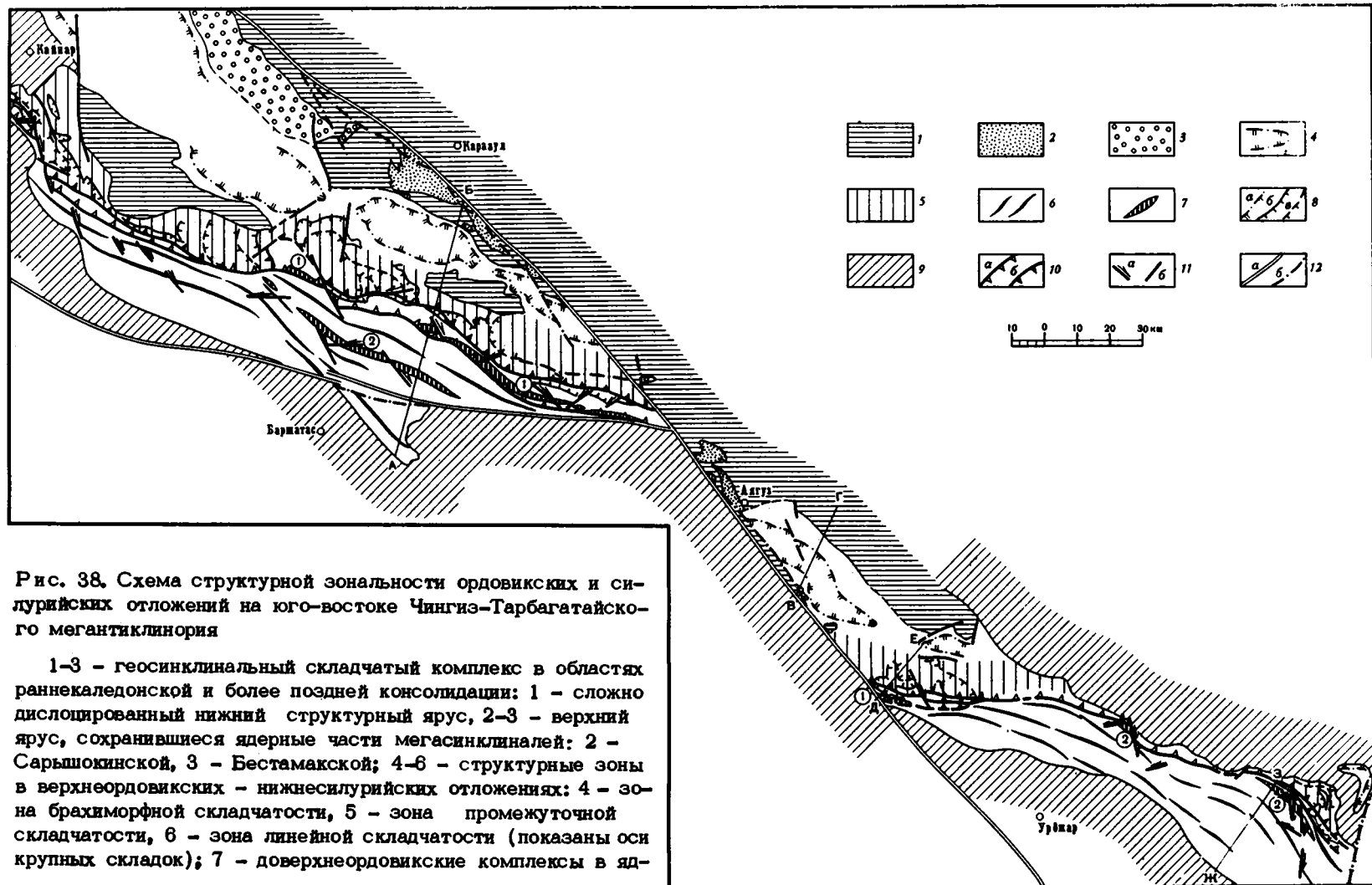


Рис. 38. Схема структурной зональности ордовикских и силурийских отложений на юго-востоке Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория

Продолжение подписи к рис. 38.

рах наиболее крупных антиклиналей (цифрами в кружках обозначены выходы пород: 1 – докембрия и верхнего кембрия – среднего ордовика, 2 – нижнего – среднего, местами верхнего кембрия); 8 – стратонизолинии подошвы намасской свиты верхнего ордовика (а), лландоверийского (б) и венлокского (в) ярусов; 9 – области распространения девонских и бо-

лее молодых отложений; 10–11 – разломы, заложившиеся в каледонскую эпоху: 10 – наиболее крупные (а) и второстепенные (б) надвиги, 11 – сдвиги (а), сбросы и разрывы с невыясненным характером смещений (б); 12 – более поздние разломы: а – крупные, б – мелкие.

Геологические разрезы приведены на рис. 39

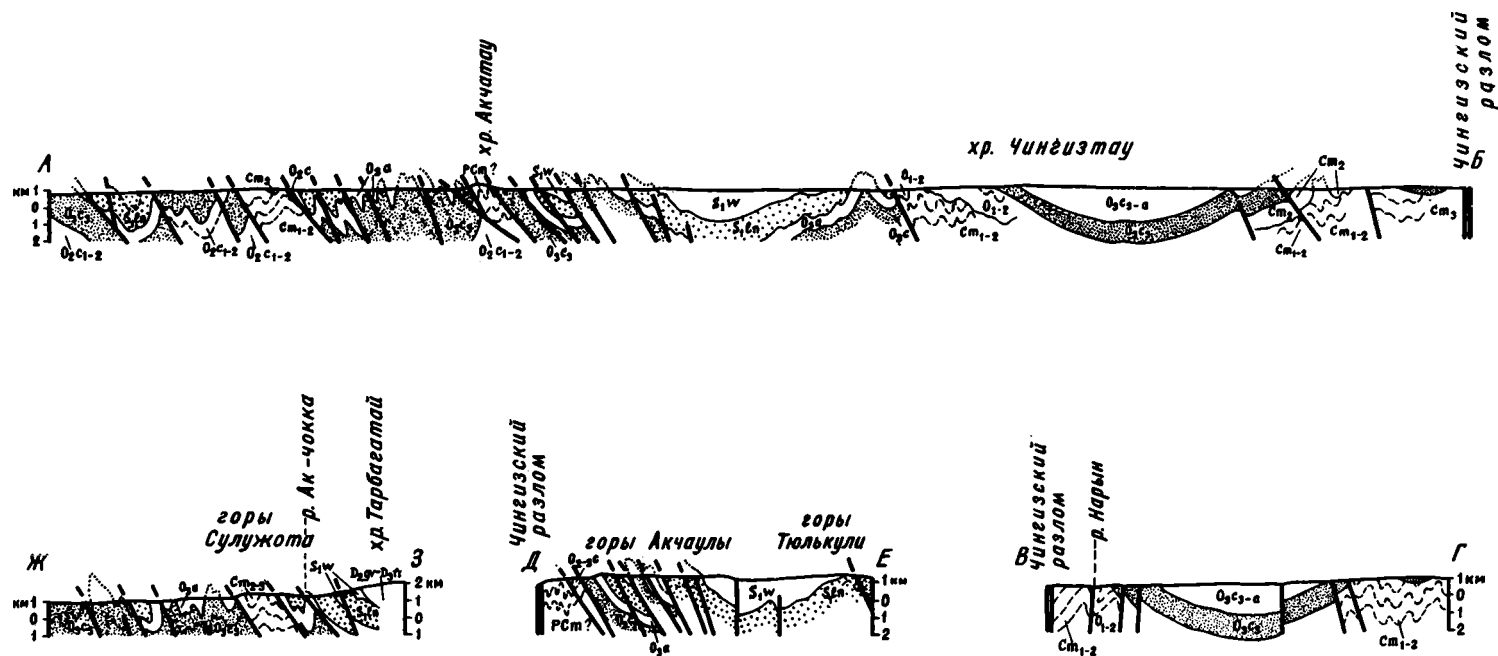


Рис. 39. Характер дислокаций в отложениях верхнего ордовика – нижнего силура на юго-востоке Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория

Положение разрезов показано на рис. 38

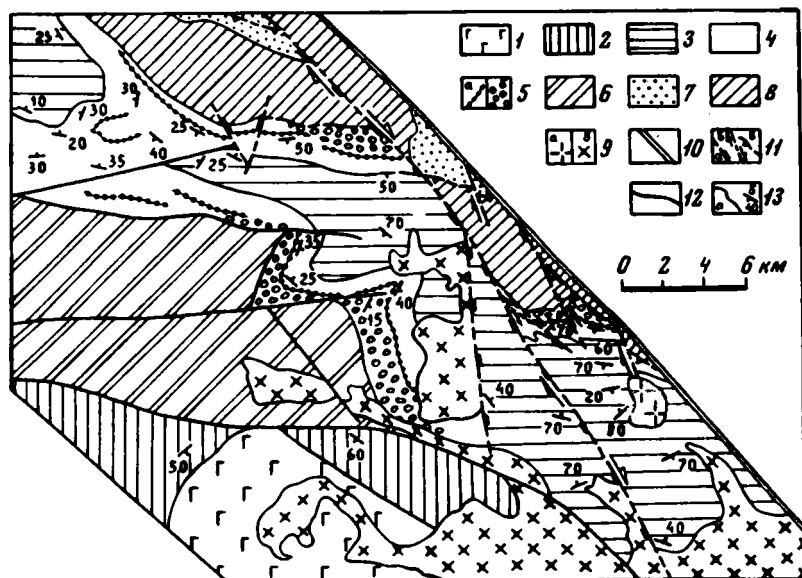


Рис. 40. Геологическая схема Западно-Чингизского прогиба в западном крыле Чингизского разлома (восточные отроги хр. Чингизтау)

1 - жумацкая свита венлока; 2 - альпейская свита лландовери; 3 - на-масская свита верхнего карадока - ашгиллия; 4 - талдыбойская свита верхнего карадока; 5 - маркирующие горизонты известняков (а) и базальная толща конгломератов (б) талдыбойской свиты; 6 - нижний - средний ордовик нерасчлененный, на севере и северо-западе включающий небольшие выходы майданской (?) свиты среднего кембрия; 7 - сарышожинская свита аренига; 8 - сасыксорская и агырекская свиты среднего кембрия; 9 - среднедевонские лейкократовые биотитовые граниты (а) и позднесилурийские гранитоиды Четского массива (б); 10-12 - разрывные нарушения: 10 - Чингизский разлом, 11 - сбросы (а), сдвиги (б) и надвиги (в) Чингизской зоны, 12 - более древние разрывы; 13 - границы стратиграфических и интрузивных контактов (а), элементы залегания слоев (б)

Аналогом Акчатауского надвига к востоку от Чингизского сдвига является Северо-Тарбагатайский надвиг, протяженность которого составляет 150 км. Линия его на поверхности также слабо волниста, общее простирание постепенно меняется от субширотного на западе до северо-западного на востоке. К югу от нарушения развиты толщи, характерные для юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. С севера с ними соприкасаются одновозрастные образования других фаций (северо-акчатауского и абралинского типов). На крайнем западе, в горах Акчаулы, надвиг выражен зоной смятия видимой шириной несколько сотен метров, в пределах которой породы интенсивно рассланцованы (плоскости рассланцевания падают на север под углами $50-60^{\circ}$), окварцованы, на отдельных участках и осадочные, и вулканогенные образования превращены в зеленые сланцы. С юга зона смятия уничтожена позднепалеозойскими интрузиями. В средней части разлом проходит в уступе северного склона хр. Тарбагатай. На востоке, в верховьях р. Ак-Чокка, зона смятия с интенсивным дроблением и милонитизацией достигает мощности 300-500 м; зеркала скольжения падают на северо-восток под углами $70-80^{\circ}$. Обнажается она там среди герцинских структур, и ее залегание является вторичным. Амплитуда надвигания в каледонскую эпоху достигала, вероятно, многих километров.

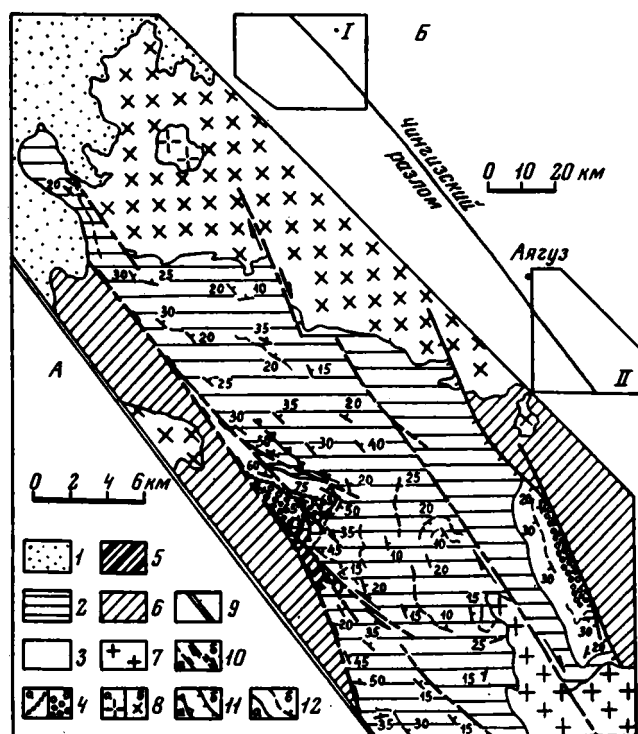


Рис. 41. Геологическая схема Западно-Чингизского прогиба в восточном крыле Чингизского разлома, район верховьев р. Нарын (А)

1 - кайнозойские отложения; 2 - намасская свита верхнего карадока - ашгиллия; 3 - талдыбойская свита верхнего карадока; 4 - маркирующие горизонты известняков (а) и базальная толща конгломератов (б) талдыбойской свиты; 5, 6 - средний кембрий: 5 - майданская (?) свита, 6 - агырекская свита; 7 - позднeperмские аляскитовые граниты (Каиндинско-Койтасский массив); 8 - среднедевонские лейкократовые биотитовые граниты (а) и позднесилурийские гранитоиды (б); 9-11 - разрывные нарушения: 9 - Чингизский разлом, 10 - сброосы (а) и сдвиги (б) Чингизской зоны, 11 - более древние надвиги (а) и сбросы (б); 12 - границы стратиграфических и интрузивных контактов (а), простирания слоев и элементы залегания (б)

Б. Схема соотношения участков, приведенных на рис. 40 (I) и 41 (II)

Зоны седиментации в позднем ордовике — раннем силуре и их современное положение

Структурно-фациальные зоны позднего ордовика - раннего силура юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория дугобразно протягиваются далеко в стороны от Чингизского разлома: к западу более чем на 300 км (до меридиана г. Егиндыбулак), к востоку - на 200 км, вплоть до границы с КНР. Зональность имеет линейный характер - всюду наблюдается значительная выдержанность литологических, фаунистических и структурных комплексов на больших расстояниях по простиранию и довольно быстрая смена их вкост простирания. К сдвигу структурно-фациальные зоны и с запада, и с востока подходят в одном и том же порядке. Простирания их по разные стороны от него одинаковы: субширотные до запад-северо-западных. Северные зоны приближаются к разлому вплотную и резко обрываются им, их ширина возле главного сместителя практически одна и та же; ни одна из них вдоль разлома нигде не прослеживается. Самые южные зоны вблизи нарушения не обнажены.

В пределах любой из зон последовательность напластования, полнота и вещественный состав разрезов, степень их насыщенности вулканическими продуктами, общий характер дислокаций с приближением к Чингизскому разлому не меняются. В обоих крыльях, как было рассмотрено выше, особенности внутреннего строения зон сходятся в деталях. Совершенно одинаковы мощности отдельных толщ и пачек, выделяются одни и те же маркирующие горизонты, частные структуры являются продолжением одна другой. Все это свидетельствует о том, что Чингизский разлом никакого влияния на осадконакопление и вулканизм в позднем ордовике и раннем силуре не оказывал, а также о несомненном пространственном единстве существовавшей в ту эпоху зональности (как на Чингизе, так и в Тарбагатае).

Палеотектоническая обстановка. На месте Центральной зоны с конца среднего ордовика возникло устойчивое поднятие. На поднятии в изолированных мульдо-ках в несколько различные, по-видимому, отрезки позднеордовикской эпохи накопились сравнительно маломощные толщи; местами их накопление началось уже в конце раннего карадокса (Караадырская мульда). С северо-восточной стороны поднятия в позднем ордовике располагалась зона прогибания, наследовавшая более древний бассейн (Чунайский); осадконакопление в ней возобновилось после перерыва с конца лландовери и продолжалось до начала лудлова, захватив часть смежных территорий (главным образом на Аркалыкском поднятии).

По другую сторону центрального поднятия, в Западно-Чингизской зоне, формирование верхнеордовикского комплекса происходило на геосинклинальном складчатом основании в мелководном прибрежном бассейне с неустойчивым режимом. Обломочный материал полимиктового состава поступал с севера и разносился по всей площади, вплоть до южного борта Западно-Чингизского прогиба. В конце карадокса преимущественно терригенное осадконакопление довольно резко сменилось накоплением продуктов вулканической деятельности, которое продолжалось с кратковременными перерывами (несинхронными на разных участках) в течение всего ашгиллия (намасское время). Преобладали извержения центрального типа; вулканические аппараты располагались недалеко один от другого и отличались разной степенью кислотности изверженного материала, о чем можно судить по наличию в отдельных районах на примерно одинаковых стратиграфических уровнях андезитовых вулканитов различного состава. Краснокаменные изменения и высокая насыщенность вулканогенных пород гематитом говорят о том, что частично извержения происходили в окислительной, т.е. наземной обстановке, или же их продукты оказывались на какой-то промежуток выведенными выше уровня воды. Очевидно, в мелководном морском бассейне были разбросаны многочисленные вулканические острова. В раннем силуре территория Западно-Чингизского прогиба причленилась к центральному поднятию и представляла собой сушу с равнинным рельефом.

В Абралинской зоне, как можно судить по составу толщ и особенностям их фашиальных взаимоотношений, условия осадконакопления и характер вулканизма в конце ордовика и в самом начале силура были близки к тем, которые существовали в Западно-Чингизской зоне в талдыбойское время, а в среднем – позднем лландовери – к намасскому времени. Снос кластического материала происходил с севера за счет размыва более древних пород и частично намасской толщи. Источником поступления полимиктовых обломков в конце ордовика служило локальное подводное поднятие, разделявшее Западно-Чингизский и Абралинский прогибы; в современной структуре оно сохранилось лишь местами (см. рис. 22). В венлоке в Абралинском прогибе резко усилилась вулканическая деятельность. Согласно представлениям С.М. Бандалетова (1969), мелководный морской режим существовал только в начале века. Вскоре область вышла из-под уровня моря и извержения, как он считает, происходили в прибрежно-континентальных и континентальных условиях. Крупные вулканические очаги основного состава располагались один от другого на расстоянии 50–70 км и были приурочены, по-видимому, к линейным зонам разломов.

Северо-Акчатауская зона в течение позднего ордовика и раннего силура представляла по существу юго-западный узкий борт Абралинского прогиба, примы-

кавший к Акчатаускому поднятию кордильерного типа, с которого в позднем карадоке сносились обломки в основном грауваккового состава. Все разрезы в пределах этого борта с внутренними перерывами и размывами до венлока почти стерильны от вулканических продуктов.

На месте Предчингизской зоны располагался обширный геосинклинальный морской бассейн с расчлененным рельефом. В позднем ордовике на большей его части в глубоководных условиях непрерывно со среднеордовикской эпохи накапливались зеленокаменные основные вулканы и кремнистые породы; излияния эффузивов носили трещинный характер. Возможно, что отдельные участки, в которых сформировались мощные яшмовые толщи, залегающие обычно в виде нешироких линейных полос, испытывали тенденцию к некомпенсированному погружению. Во внешних частях бассейна возникло местное поднятие (Акбастауское) в виде вулканической гряды, увенчанной известняковым рифом позднекарадокского – раннеашгильского возраста. С ашгиллия в прогибах преобладало терригенное осадконакопление. К югу от Акбастауского поднятия, существовавшего на протяжении всего раннего силура, в первой половине лландовери накапливались осадки фаций открытого моря. Позже в прибрежных условиях образовались существенно грубообломочные толщи, причем по внутренней периферии зоны в наиболее подвижных участках спорадически происходили небольшие вулканические извержения.

В современном структурном плане напротив области седиментации, объединяющей Западно-Чингизскую, Абралинскую и Северо-Акчатаускую зону и подходящей к Чингизскому разлому с запада, в другом его крыле располагается центральное поднятие (область размыва), а продолжения названных зон находятся далеко к юго-востоку (см. рис. 22, 31). Если бы древнее устойчивое поднятие существовало в эпоху осадконакопления на современном месте к востоку от разлома, т.е. рядом с позднеордовикскими – раннесилурийскими прогибами, то последние, очевидно, не упирались бы в него, а изменили бы свое простирание. По другому варианту, близость поднятия должна была бы обязательно сказаться на изменении характера осадконакопления возле него в Абралинской и Северо-Акчатауской зонах, которые на остальной территории к этому поднятию нигде непосредственно не примыкали. Но сопоставление разрезов убедительно показывает, что ничего подобного в пределах этих зон не происходит.

Из приведенного обзора следует, что Чингизский разлом никак не определял границы между различными зонами седиментации (прогибами) и не влиял на первичное распределение выполняющих их толщ. Все структурно-фациальные зоны верхнего ордовика – нижнего силура были сдвинуты вдоль линии разлома. Амплитуду сдвига можно измерить по смещению границ между зонами, которые идентичны по обе стороны от него. Границей между Западно-Чингизской и Абралинской зонами служит серия сближенных крутопадающих разрывов, между Абралинской и Северо-Акчатауской зонами – выходы акдомбакского горизонта рифогенных известняков, а южной границей последней зоны и сопряженного с ней Акчатауского поднятия являются Акчатауский и Северо-Тарбагатайский надвиги. Перечисленные границы перемещены в настоящее время на 100 км. Наиболее точно эта цифра определяется по расстоянию между крайними выходами акдомбакских слоев, которые обнажаются у главного сместителя в обоих крыльях разлома и на всем протяжении наклонены очень круто.

Правосдвиговое смещение вдоль Чингизского разлома рассмотренных структурно-фациальных комплексов позволяет поднять вопрос о возможном положении связанных с ними металлогенических зон. Среди них наибольшее практическое значение имеет Акбастауская зона (Геология ..., 1962; Полянский, 1969) с распространенной в ее пределах золото-полиметаллической – медноколчеданной рудной формацией. Рудопоявления и наиболее крупные месторождения (Акбастау, Кусмурун) известны в северо-западной части Акбастауской антиклинали, где их размещение контролируется вулканическими структурами ордовика (Каипов, 1970). В Тарбагатае близкий структурно-фациальный комплекс ордовика частично вскрывается по северному краю Алакольской впадины, к востоку от г. Урджар. Выходы его, а также близлежащая закрытая территория представляют несомненный интерес в рудном отношении.

ПОЯС ГРАНИТОИДОВ ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Пояс вытянут в северо-западном направлении (см. рис. 31) и состоит из довольно крупных многофазных тел, большая часть которых обнажается к западу от Чингизского сдвига, образуя следующие массивы (с юго-востока на северо-запад): Четский, Сарыкольский, Баймбетский и Ащисуйский, расположенные вдоль юго-западного крыла Чингизского антиклинория и по границе с Абралинским синклинорием в виде полосы длиной свыше 180 км. К востоку от сдвига к ней относятся Нарынский (или Западно-Нарынский) и Катайский (более юго-восточный) массивы, ранее считавшиеся позднекаменноугольными (Гендлер, Семенова, 1962), которые вскрываются в пределах Тарбагатайского антиклинория.

Площадь отдельных массивов колеблется от 150–200 (Четский, Нарынский) до 350–450 км² (Баймбетский, Ащисуйский), очертания их в плане неправильные, довольно извилистые и прихотливые, на поверхности местами много мелких изолированных выходов площадью 10–20 км², а также останцов вмещающих пород. Массивы обычно удлинены в направлении общего простирания. Ширина контактового ореола меняется от 0,5 до 2 км.

Интрузивные образования представляют собой плитообразные (возможно, бескорневые) межформационные тела (Геология ..., 1962), приуроченные в основном к поверхности несогласия между структурными ярусами. Наиболее молодыми породами, которые они прорывают (Четский массив), являются вулканиты жумаковской свиты. В районе гор Машан северо-западные выходы Баймбетского массива рвутся субвулканами раннего – среднего девона. Пространственная близость вулканогенных образований кайдаульской свиты к телам гранитоидов отмечается в других местах пояса (Ащисуйский, Нарынский массивы). Геологические данные и большинство приведенных в табл. 5 цифр абсолютного возраста свидетельствуют о том, что становление гранитоидного комплекса происходило в течение довольно длительного отрезка времени – началось, согласно геохронологической шкале (Монич, Семенова, 1963; Афанасьев и др., 1964) в позднем силуре (возможно, даже в самом конце раннего силура) и закончилось лишь к началу девона.

В позднесилурийском комплексе в настоящее время выделяются три самостоятельные интрузивные фазы (см. табл. 5). Наибольшим распространением пользуются гранодиориты второй, главной фазы; для них весьма характерно широкое развитие процессов гибридации в эндоконтактных частях. Среди жильных пород присутствуют аплиты, микрограниты, фельзиты (дайки I этапа) и гранит-порфиры, аплитовидные лейкократовые граниты, гранодиорит-порфиры, микродиориты, диорит-порфиры, диабазовые порфиры, лампрофиры (дайки II этапа). Последовательность внедрения даек II этапа в целом направлена всюду от кислых к основным. Ориентировка даек разнообразная, преобладают как северо-западные и запад-северо-западные простирания (Нарынский, Четский массивы и западная часть Сарыкольского массива), так и субширотные (Катайский, Сарыкольский, Баймбетский массивы); в Катайском и Баймбетском массивах присутствуют также и северо-западные дайки. Кроме того, во всех массивах в небольшом количестве отмечаются дайки северо-восточного и субмеридионального простирания. Наконец, параллельно контурам Нарынского (по юго-западному краю), Четского и Сарыкольского массивов прослеживаются дайкообразные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов, аплит-гранитов и гранит-порфиров шириной от 50–100 до 150–200 м и более при длине до 4–5 км. Они образуют ветвящиеся, извилистые в плане пластовые пологопадающие залежи, согласные с падением вмещающих пород.

Принадлежность массивов по разные стороны от Чингизского сдвига к единому магматическому поясу подчеркивается однообразием геохимической специализации отдельных массивов и одинаковым набором аксессуаров. Породы всех интрузивных фаз позднесилурийского комплекса сопровождаются магнетит (или менилит)–сфен–апатитовой ассоциацией с цирконом (данные Р.С. Качурина, В.Н. Киньшакова, М.Б. Мычника, М.А. Оренбургского и других). В приконтактных частях

гранитоидных массивов наиболее часто, как свидетельствуют результаты шликового опробования, встречается шеелит. На всем протяжении интрузивный пояс сопровождается одинаковой рудной минерализацией. Преобладают скарновое железо-медное оруденение, медное прожилково-вкрапленного типа и вторичнокварцитовое с медно-молибденовой минерализацией (Геология ..., 1962; Полянский, 1969). Весьма характерно кварцево-жильное молибденовое оруденение, отмечаемое М.А. Оренбургским и другими на севере Сарыкольского массива и в северо-западной эндоконтактной части Китайского массива (медно-молибденовое рудопроявление Аргынбайсаз, открытое Р.С. Качуриным и другими).

Гранитоидный пояс, приуроченный к южному краю разросшегося в силуре центрального поднятия каледонид (см. рис. 31), в современном плане разорван вдоль Чингизского разлома по ходу часовой стрелки. Разлом непосредственно рассекает только Четский массив. Восточное окончание этого массива находится на левобережье р. Большой Нарын среди образований нижнего – среднего кембрия (см. рис. 41).

Внутренняя структура разобщенных частей вблизи разлома из-за плохой обнаженности не ясна, но наиболее распространенные разновидности пород в обоих районах однотипны (меланократовые диориты, среднезернистые гранодиориты, мелкозернистые роговообманковые граниты). Выход гранитоидов к востоку от Чингизского разлома вряд ли принадлежит к какому-нибудь другому интрузивному комплексу. Так, породы Батпакского пермского гранитного массива, расположенного рядом вдоль Чингизского сдвига в его западном крыле, имеют совершенно иные внешний облик и состав, а главное – другое структурное положение по отношению к разлому, как и все позднепалеозойские приразломные интрузии. Четский же массив залегает полого и с Чингизским разломом структурно не связан. Амплитуда горизонтального смещения его восточной части равна 88–89 км. Разная ширина выхода интрузии вдоль главного сместителя объясняется влиянием вертикальной составляющей: восточное крыло поднято не менее чем на 2–3 км, в результате чего обнажились более древние вмещающие толщи, чем в районе Четского массива.

СООТНОШЕНИЕ ДЕВОНСКИХ СТРУКТУР С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В девонский период, исключая фаменский век, сформировалось несколько лито-фациальных комплексов, различия между которыми были обусловлены их структурной приуроченностью. На структурно-фациальную зональность девонских пород в пределах обширной территории, охватывающей Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий (точнее, только чингизскую часть) и его юго-западное обрамление, указывают многие исследователи (Кошкин, 1961; Геология ..., 1962; Аксаментова, Антонок, 1964; Никитина, 1964; Асатуллаев и др., 1965; Великовская, Журавлев, Успенский, 1966; Щерба, 1966; Суворов, Самыгин, 1968). По характеру разрезов, их возрасту, условиям образования пород, а также тектоническим особенностям участков развития вулканогенных толщ выделяются Чингизская, Предчингизская и Карабулакская структурно-фациальные зоны. Название первой из них впервые встречается у Л.Г.Никитиной (Лялин, Миллер, Никитина, 1964), а двух последних — у В.Я.Кошкина (1961). По границе Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Иртыш-Зайсанского мегасинклинория выделяется еще ряд структурно-фациальных зон девона. В данной работе они только нанесены на общую схему (рис. 42). Характеристику их можно найти в работах Н.А.Севрюгина, М.Б.Лившица, И.К.Синдина (1965), С.Н.Голышева и Н.И.Филатовой (1968), Л.Н.Котовой (1972).

1. Чингизская зона пространственно совпадает с центральной (сводовой) частью Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В ее пределах участки развития ранне-среднедевонского вулканогенного комплекса (кайдаульская свита) значительно удалены один от другого; они представляют собой остатки слабо дислоцированных и в разной степени размытых вулканических массивов, иногда отдельные небольшие покровы или субвулканические тела. Более молодые породы девона в Чингизской зоне отсутствуют. Лишь на крайнем северо-западе встречаются мульдочки, выполненные маломощными красноцветными терригенными осадками живетско-франского возраста.

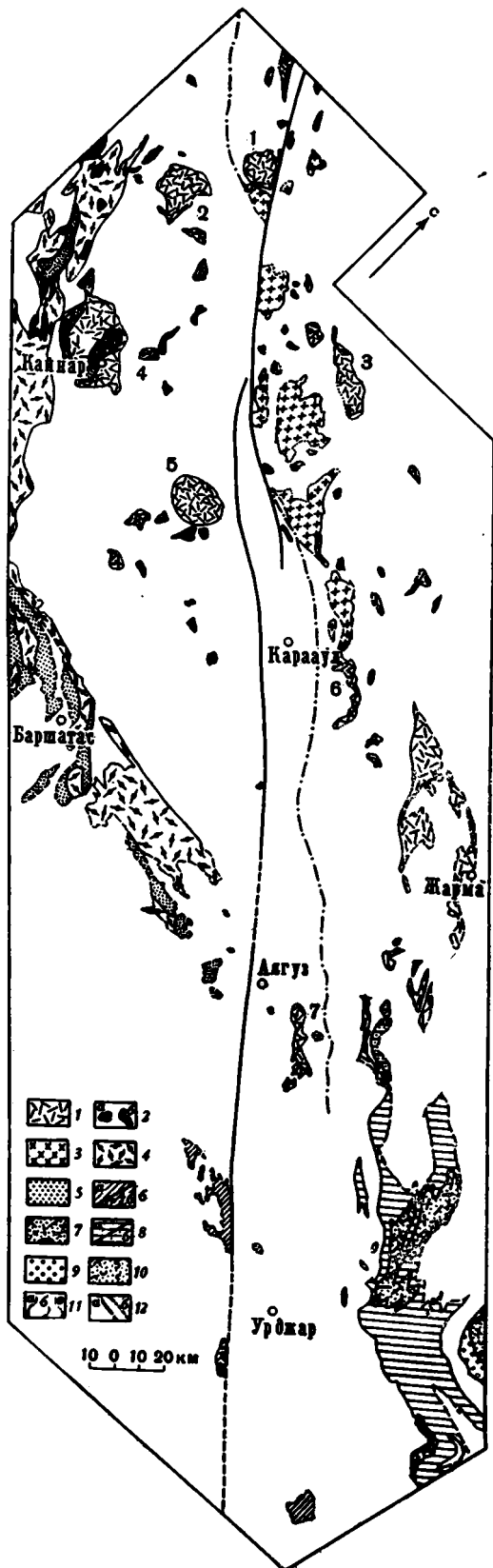
Кайдаульская свита в Чингизской зоне обычно состоит из нескольких толщ, залегающих одна на другой согласно или с небольшим несогласием, имеющим местное значение. Количество толщ, их состав, строение, мощности могут несколько отличаться на разных участках, отражая особенности вулканических процессов в их пределах. Характеристика наиболее полных разрезов в общих чертах приведена в табл. 2 (для Абралинского синклинория рассмотрен разрез Кайнарского вулканического массива, для Чингизского антиклинория — Достарского, для Чунайского синклинория — Бокайского, для Аркалыкского антиклинория — разрез района горы Босага).

2. Предчингизская зона протягивается вдоль юго-западного края Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и по границе с Джунгаро-Балхашской складчатой системой. В ее пределах развиты два разновозрастных комплекса, разделенных несогласием. Они слагают почти сплошную полосу длиной свыше 350 км при средней ширине 30–35 км. Простираение полосы меняется от северо-западного на западе до широтного на востоке (см. рис. 42).

Рис. 42. Схема распространения девонских (дофаменских) пород в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории и смежных структурах

1-3 - Чингизская структурно-фациальная зона: 1 - континентальный вулканогенный комплекс нижнего - среднего девона, 2 - интрузивные образования среднего девона: лейкократовые до аляскитовых граниты (а) и щелочные граниты (б), 3 - раннедевонские гранитоиды; 4,5 - Предчингизская структурно-фациальная зона: 4 - континентальный осадочно-вулканогенный комплекс нижнего девона - эйфельского яруса, 5 - морские, преимущественно карбонатно-терригенные, отложения живетского - франского ярусов; 6 - Карабулакская структурно-фациальная зона, отложения среднего (и нижнего?) девона: прибрежные вулканогенно-осадочные (а), морские туфогенные и осадочные (б); 7,8 - Сарсазанская (краевая) структурно-фациальная зона Иртыш-Зайсанского мегасинклинория: 7 - наземный осадочно-вулканогенный комплекс нижнего девона - низов живетского яруса, 8 - отложения верхней части живетского и франского ярусов: морские мелководные терригенные и кремнисто-терригенные (а), прибрежно-морские вулканогенно-терригенные (б); 9,10 - Карбогинская структурно-фациальная зона, морские комплексы: 9 - вулканогенно-терригенный нижнего девона, 10 - кремнисто-карбонатно-терригенный живетского - франского ярусов; 11 - границы девонских пород с более древними (а) и более молодыми (б) образованиями, в том числе с кайнозойскими отложениями (в); 12 - Чингизский разлом (а) и граница Чунайского синклинория и Чингизского антиклинория (б).

Цифрами на схеме обозначены отдельные вулканические массивы: 1 - Коядинский, 2 - Достарский, 3 - Кызыладырский, 4 - Кайнарский (Абралинский), 5 - Машанский, 6 - Бокайский, 7 - Берккаринский



Нижний комплекс состоит из континентальных осадочно-вулканогенных пород раннедевонско-эйфельского возраста (кайдаульская свита). Область их распространения некоторые геологи например Л.Г. Никитина и Н.В. Аксаментова, рассматривают в качестве краевого вулканогенного пояса (Геология..., 1962, Аксаментова, Антонюк, 1964; Вулканогенные ..., 1965). Комплекс живецко-франского возраста сформировался в прибрежных условиях; он сложен вулканогенной толщей преимущественно основного юго-западных) частях зоны строение обоих комплексов и их соотношение с подстилающими образованиями несколько различны (см. табл. 2 и 3).

3. Карабулакская зона расположена по окраине Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В ее пределах вскрывается единый комплекс девонских морских вулканогенно-осадочных отложений, основание которого нигде не обнажается, а породы франского яруса согласно или с небольшим размывом перекрываются местами туфогенно-карбонатными и терригенными осадками фаменского яруса (Кошкин, 1961; Кап и др., 1964). Эта полоса находится в основном за рамкой рис. 42. Краткая характеристика разрезов помещена в табл. 4.

Современное расположение выходов девонских комплексов, относящихся к различным структурно-фациальным зонам (см. рис. 42), не противоречит приведенным в главе III данным о сдвиговом смещении более древних структур вдоль Чингизского разлома. На этом мы остановимся подробнее ниже. Сначала рассмотрим некоторые особенности вулканизма и магматизма внутри Чингизской структурно-фациальной зоны, через которую проходит большая часть Чингизского сдвига.

Строение вулканогенных комплексов в пределах отдельных крупных тектонических элементов, входящих в Чингизскую зону, неоднородно. Наиболее существенны отличия вулканических массивов, приуроченных к Чингизскому антиклинорию и Чунайскому синклинорию. Они состоят в следующем.

Для Чингизского антиклинория характерна изометричная форма вулканических массивов, в Чунайском же синклинории, тектоническая подвижность которого на раннеорогенной стадии развития (до девона) сохранялась значительно дольше. почти все массивы вытянуты согласно с генеральным простиранием в северо-западном направлении (также вытягиваются и сопровождающие их субвулканические тела). В Чингизском антиклинории отдельные вулканические массивы пространственно близки к интрузивам предшествующего тектоно-магматического этапа — гранитоидам позднесилурийского комплекса. Кроме того, в Чингизском антиклинории (и на северо-западе Абралинского синклинория) распространена субщелочная вулканоплутоническая формация среднего девона. С кислыми вулканитами тесно связаны интрузивные образования близкого возраста и состава, становление которых происходило, как правило, несколько позже. Штокообразные массивы гранитов субщелочной специализации локализуются в участках наибольшего распространения кислых вулканических пород кайдаульской свиты (Аксаментова, Антонюк, Подольский, 1966). Они располагаются либо по периферии вулканических впадин и депрессий, либо в их центре, как Абралинский массив (Журавлев, Успенский, 1971). Вдоль юго-западного борта Чунайского синклинория вулканогенные образования кайдаульской свиты пространственно ассоциируют с раннедевонскими интрузивами, слагающими самостоятельный многофазный комплекс.

ПОЯС РАННЕДЕВОНСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Выходы относящихся к поясу пород протягиваются в виде прерывистой полосы северо-западного простирания (см. рис. 42). Названия наиболее крупных массивов перечислены в подписи к рис. 3. Лучшие другие изучены Сарычекинский и Бакшюкинский массивы. Из прорываемых ими толщ самыми молодыми являются отложения доненжальской свиты нижнего — верхнего силура. В Сарычекинском массиве местами прекрасно видно, как все интрузивные породы, включая дайковую серию, трансгрессивно перекрываются известняками фаменского яруса. По данным В.Н. Федорова (1962), там в основании фаменских известняков присутствует горизонт базальных конгломератов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 2—

3 м. Как указывает этот исследователь, к востоку от Телекесорского массива гранитоидов и в Кызыладырском вулканическом массиве в туфах кайдаульской свиты встречаются обломки раннедевонских изверженных пород. Вблизи южного края Киндыктасского массива, к северо-западу от гор Кадыр, среди гранит-аплитов и мелкозернистых гранитов нами наблюдались выходы жерловых брекчий, состоящих из обломков размером до нескольких сантиметров слабо флюидальных плагиопорфиров и окружающих гранитов. Остатки жерловин (до 300 м в поперечнике) относятся к верхней толще кайдаульской свиты. Становление интрузивного комплекса произошло на границе силура и девона, скорее всего в начале раннего девона, что подтверждается и определениями абсолютного возраста (см. табл. 5).

Полоса раннедевонских гранитоидов приурочена к зоне сочленения Чунайского синклиниория и Чингизского антиклиниория, вдоль которой на значительном расстоянии (105 км) следует северная кулиса Чингизского разлома. Разлом на севере определенно ограничивает область магматической проницаемости: зона сочленения между синклиниорием и антиклиниорием к западу от него протягивается сначала в близширотном, затем в северо-западном направлении, но выходы раннедевонских изверженных пород вдоль этой зоны отсутствуют (см. рис. 3, 42). Единственным массивом, расположенным в западном крыле Чингизского разлома, является Муржикский, обнажающийся непосредственно возле главного сместителя.

Муржикский массив сложен крупно-среднезернистыми роговообманковыми гранодиоритами, по периферии сменяющимися меланократовыми гибридными породами. Они имеют активные интрузивные контакты с осадочно-вулканогенными образованиями среднего - верхнего ордовика. По южному краю на массиве залегают местами с аркозами в основании (прослой мощностью 10-15 см гранитной дресвы, сцементированной известкоистым материалом) известняки, выше которых следуют тонкослоистые терригенные осадки. Фауна плохой сохранности; из линзы известковистых песчаников вблизи основания собраны брахиоподы^{40*}, указывающие на верхний девон. Выше встречаются мшанки^{41*} каменноугольного возраста, в частности, близкие к видам из нижнего карбона Алтая. По совокупности литологических характеристик и фаунистических определений известняки относятся к фамейскому, а тонкотерригенная толща - к визейскому ярусу.

Муржикский массив вытянут в близком к широтному направлении, вдоль полосы смятия и заметного динамометаморфизма (точнее, вдоль северного ее края). К югу от массива породы докембрия (?) и нижнего - среднего кембрия (Муржикская ветвь Чингизского антиклиниория) превращены в зеленые сланцы и кварциты. Вмещающая толща среднего - верхнего ордовика (Чунайский синклиниорий) также интенсивно дислоцирована и рассланцована вплоть до появления на отдельных участках порфировидов и зеленых сланцев. Гранодиориты интрузива изменены меньше, но и они сильно катаклазированы, как отмечал еще И.А.Паукер (1946), так что обнаружить ненарушенную породу очень трудно. Все минералы раздроблены, зерна кварца имеют волнистое погасание и частично перекристаллизованы (катакластические и бластокатакластические структуры); на юге появляются гранобластовые структуры. Метаморфизм и катаклаз как вмещающих, так и интрузивных пород явно нарастают в южном направлении, с приближением к границе с Чингизским антиклиниорием, представляющей собой надвиговую зону шириной менее 1 км и состоящую из серии сближенных разрывов (продолжение Аягуз-Ашисуйского разлома). Распространенные вдоль нее серые до розовых фамейские известняки и терригенные часто переслаивающиеся серые, табачно-серые и слегка зеленоватые отложения нижнего визея перемежаются и собраны в мелкие складки, осевые плоскости которых параллельны общему простиранию зоны. Северный стратиграфический контакт известняков с гранодиоритами большей частью сорван, известняки вдоль него обычно "стоят на головах" или приобретают опрокинутое залегание (рис.43). Южный контакт полосы терригенно-карбонатных пород повсеместно тектонический.

Муржикские гранодиориты внедрились, по-видимому, вдоль древней тектонической зоны, разделявшей крупные структуры - антиклиниорий и синклиниорий. Но становление их произошло при "содействии" подвижек вдоль Чингизского сдвига. Во всяком случае, вблизи него темнопетные минералы в массиве линейно ориентированы в северо-западном направлении по азимуту 330°, т.е. параллельно пло-

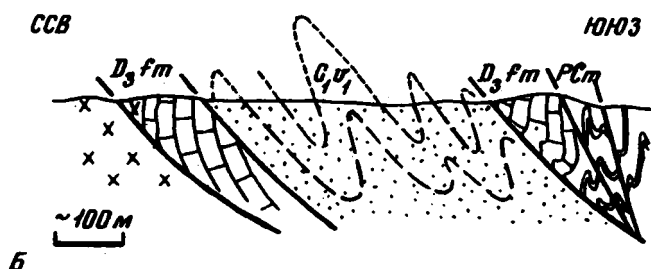
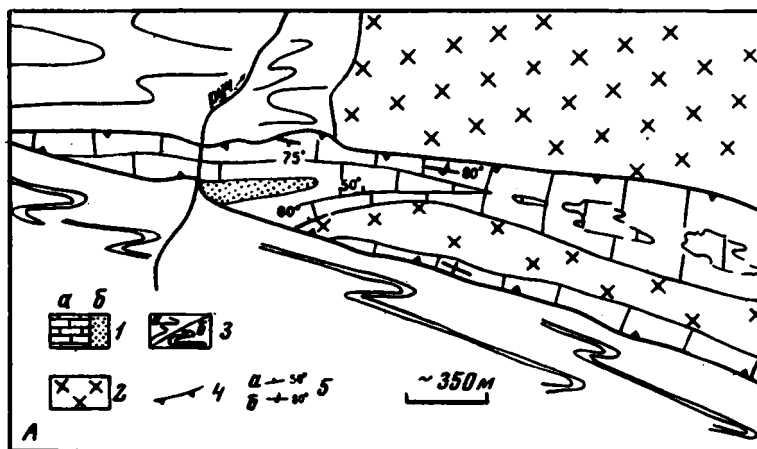


Рис. 43. Муржикская надвиговая зона: А – геологическая схема западной части зоны, Б – схематичный геологический разрез восточной части зоны

1 – известняки фамена (а) и тонкотерригенные осадки нижнего визе (б); 2 – катаклазированные раннедевонские гранодиориты Муржикского массива; 3 – зеленосланцевые толщи: среднего – верхнего ордовика (а) и предположительно докембрия (б); 4 – надвиги; 5 – элементы залегания пород: нормального (а) и перевернутого (б)

скости разлома. Ориентировка первичных линейных текстур может указывать на направление магматического транспорта, который в таком случае контролировался Чингизским разломом. Вероятно, интрузив проник на место своего залегания в результате начавшихся движений по разлому, использовав при этом в качестве оперяющей более древнюю ослабленную зону.

После внедрения гранодиориты подверглись метаморфизму и катаклазу. В основном это случилось в дофаменскую эпоху, поскольку слоистые отложения фамена и нижнего визе, несмотря на довольно сильную дислоцированность (складчатость вплоть до плющатости, рассланцевание), практически не метаморфизованы и изменены гораздо в меньшей степени, чем изверженные породы Муржикского массива. Так, известняки лишь местами по северному контакту слабо окремнены и мраморизованы, а терригенная толща вообще лишена следов заметных преобразований. Очевидно, движения по надвиговой зоне, приведшие к дроблению интрузива, имели место в интервале ранний девон – франкий век, а скорее всего в доживетское время, так как живетский и франкий века были периодом относительного тектонического спокойствия для всего региона.

Поверхности надвигов и связанных с ними взбросов падают главным образом на юг и юг-юго-запад, что особенно отчетливо видно на востоке зоны (см. рис. 43, Б). В западном направлении, с удалением от Чингизского разлома, их количество становится меньше, уменьшается степень рассланцевания пород, а к западу от Муржикского массива появляются нарушения, плоскости которых наклонены уже на север. Эти нарушения представляют собой реликты более древних разры-

вов (Аягуз–Ашисуйской группы), которые на востоке были позже “забиты” и переработаны падающими на юг надвигами. Последние явно опережат Чингизский сдвиг; перемещения горных масс по ним могли происходить лишь одновременно с движениями вдоль главного сместителя. Начались они, по всей видимости, уже в раннем девоне и возобновились в послеранневизейское время, приведя на отдельных участках к полному перекрытию полосы фаменско–нижневизейских отложений, которые сохранились в виде обрывков протяженной (свыше 22 км) и узкой (шириной всего несколько сотен метров) синклинали.

Таким образом, становление в раннем девоне приразломного Муржикского интрузивного массива происходило, по-видимому, в условиях преобладающего субмеридиального сжатия, вызванного правосторонними горизонтальными движениями вдоль главного сместителя Чингизского разлома. Массив отчетливо вытянут в субширотном направлении, тогда как остальные интрузивы раннедевонского гранитоидного пояса удлинены согласно общему северо–западному простиранию. О роли разлома в их формировании сказать ничего нельзя – те из них, которые находятся вблизи нарушения, обнажены крайне плохо.

СВЯЗЬ РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ

Вулканические массивы и отдельные субвулканические тела, расположенные недалеко от Чингизского сдвига, имеют с ним определенную структурную связь. Наиболее крупными являются Машанский и Кояндинский вулканы. Оба находятся в зоне разлома, в его западном крыле, первый – в пределах Чингизского антиклинория, второй – северо–западнее, в Чунайском синклинории (см. рис. 42).

Машанский вулканический аппарат

В горах Машан, на северо–западе горной системы Чингиза, обнажается близкорневая часть довольно крупной вулканической постройки, которая впервые была описана Л.Г.Никитиной (1959). В 1962–1963 гг. она картировалась М.А.Оренбургским, Э.К.Сушковым, В.Н.Штромом и Н.А.Клепиковым; позже была исследована автором (Самыгин, 1970а). В результате геологические и структурные особенности района гор Машан выяснены достаточно полно.

Геологическое строение. Машанская вулканическая структура по периферии ограничена кольцевым разломом, выполненным дайкой, и в плане имеет циркулярную форму, удлинённую в широтном направлении. Размеры ее 17 × 23 км. “Фундамент” ее сложен песчано–алевролитовыми толщами среднего ордовика, осадочно–вулканогенными породами верхнего ордовика и гранитоидами позднесилурийского возраста (рис. 44).

Остатки покровного комплекса, относимые к кайдаульской свите, сохранились лишь по внутреннему краю структуры, где они под углом 20–30° падают к ее центру. В кайдаульской свите гор Машан выделяются две толщи. Нижняя толща состоит из эффузивов андезитового, андезит–дацитового и дацитового состава,верху с прослоями флюидалных альбитофиров и их туфолав. Широко распространен, а местами резко преобладает в разрезе пирокластический материал, представленный преимущественно грубообломочными разностями с остроугольной формой обломков и пепловым (витрофировым) цементом. Мощность отдельных линз и пластов туфов достигает 60–70 м. Большинство пород нижней толщи имеет красноватую, главным образом буроватую окраску, но встречаются разности (андезитовые порфириты) зеленовато– и темно–серого цвета. Наибольшая мощность нижней толщи около 600–700 м. Верхняя толща состоит из красновато–коричневых лав, туфолав и лавовых брекчий кварцевых порфиров (вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата). В подчиненном количестве встречаются маломощные прослои крупнообломочных кристаллолитокластических туфов кислого состава. Химический анализ кварцевых порфиров показывает повышенное содержание в них щелочей (натрия),

как правило, в верхней части разреза (Никитина, 1959). Общая мощность толщи не превышает 380 м, видимая мощность обычно 150–180 м. Абсолютный возраст кислых лав, определенный К–Аг методом по породе равен 370–380 млн. лет (Ляпичев и др., 1966).

Пространственно и генетически с эффузивами тесно связаны субвулканические образования. Так, в западной части гор обнажается несколько сильно извилистых дайковидных тел мощностью 200–300 м с конформными контактами ориентировками крутопадающих (в основном на восток, под углами $55\text{--}90^\circ$) полосчатых текстур. Сложены они голубовато-серыми и серыми с лиловыми оттенками плохо раскристаллизованными роговообманковыми диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, порфировидными андезит-дацитами и плагиопорфирами, совершенно идентичными по составу и химизму некоторым покровам ниже толщи кайдаульской свиты, в частности роговообманково-плагиоклазовым порфирами. Повсеместно встречаются многочисленные изометричные или продолговатые небольшие тела ($40\text{--}100\text{ м}^2$, редко $300\text{--}400\text{ м}^2$) светлоокрашенных кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (кварц лишь в основной массе), которые отличаются от кислых лав покровного комплекса только условиями залегания.

В срединной, гипсометрически более возвышенной части Машанской структуры находится внутрикольцевой субцилиндрический блок, несколько вытянутый долготно ($11,5 \times 14,5\text{ км}$) и ограниченный по краям денудационно-тектоническим уступом. Блок сложен обычно флюидалными микрогранит-порфирами и кварцевыми порфирами, образующими экстррузивные купола. Плоскости флюиальности имеют в основном крутое падение ($70\text{--}85^\circ$); в центре куполовидных структур нередко появляются массивные разности. Эти породы возникли одновременно с эффузивами верхней толщи, местами полого залегающими на них.

Их прорывают хорошо раскристаллизованные граносиенит-порфиры (вкрапленники пелитизированного калиевого полевого шпата) и щелочные гранит-порфиры (с рибекитом) мясо-красного и кирпично-красного (на выветрелой поверхности) цвета. Петрохимический состав таких пород сходен с составом кварцевых порфиров повышенной щелочности (Никитина, 1959). На современном эрозионном срезе граносиенит-порфиры слагают участки прихотливой формы площадью до 20 км^2 , которые в целом размещаются конфокально по отношению ко всей кольцевой структуре несколько южнее ее длинной оси. Вероятно, они образуют лакколитоподобную пробку, которая "запаяла" жерловины вулканического аппарата.

По всей периферии Машанской структуры прослеживается крупная непрерывная кольцевая дайка. Дайка довольно хорошо отпрепарирована в рельефе в виде скалистой гряды, причем внутренние склоны ее более крутые, часто обрывистые. Мощность дайки меняется от 200 до 400 м, иногда достигая 500 м. На отрезках с близмеридиональным простираанием, т.е. на западе и востоке кольца, дайка разветвляется, и мощность отдельных ветвей кое-где уменьшается до 100 м и менее. Падают дайка к центру структуры, причем на севере и на юге под углом $65\text{--}80^\circ$, на востоке и западе заметно положе – внешние ветви под углом $50\text{--}55^\circ$ (рис. 45). На востоке и северо-востоке местами происходит резкое выполаживание (вплоть до почти горизонтального залегания), связанное с внедрением жильных тел в ослабленные зоны вдоль поверхностей межформационного несогласия.

Кольцевая (точнее, коническая) дайка сложена, как и интрузивные массивы центральной части гор Машан, мясо-красными граносиенит-порфирами. Но в ее строении на западной и северо-восточной окраинах гор принимают участие и более ранние образования. Это розовые до желтоватых флюиальные кварцевые порфиры со сферолитовой или фельзитовой структурой, обычно сменяющиеся с удалением от края дайки темно-розовыми массивными гранит-порфирами с гранофировой структурой основной массы. По составу, структурным и текстурным особенностям они совершенно аналогичны кварцевым порфирам и гранит-порфирам внутрикольцевого экстррузивного блока. Они выполняют также серию более или менее параллельных главной кольцевой дайке трещин, особенно многочисленных на востоке и северо-востоке (в меньшей степени на западе и северо-западе) вулканического массива. Подобные дайки не установлены лишь среди пород верхней толщи кайдаульской свиты, для излившихся лав которой они служили, вероятно, подводящими каналами.

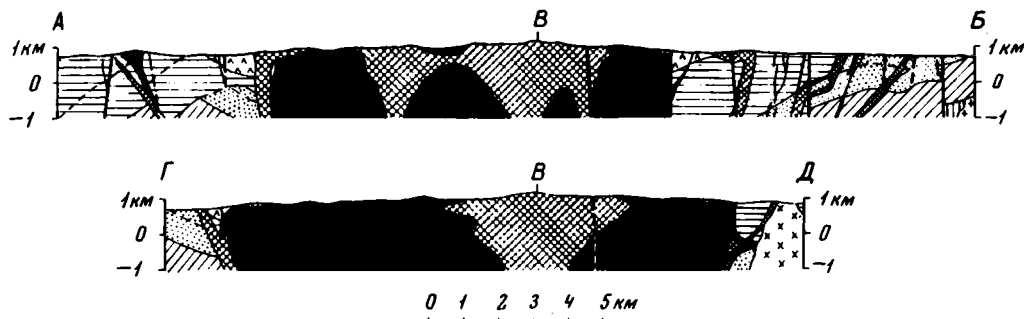


Рис. 45. Геологические разрезы Машанской кольцевой структуры. Линии разрезов и условные обозначения см. на рис. 44

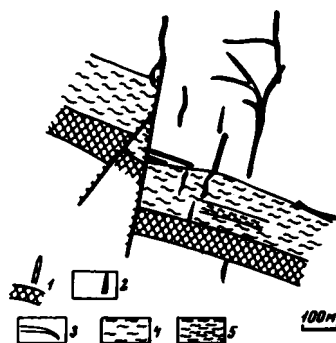
Мощность этих трещинных тел колеблется в очень широких пределах (от 2–10 до 80–140 м в единичных случаях), длина обычно около 1–1,5 км, редко достигает 3 км. Падают они к центру очень круто ($75-85^\circ$), как правило, круче главной кольцевой дайки на тех же участках. Вблизи даек кольцевого пояса изредка встречаются радиальные дайки такого же состава. Иногда одна дайка выполняет и кольцевую, и радиальную трещину (рис. 46).

Структурное положение. Машанский вулканический аппарат расположен на южном окончании своеобразного грабена. Этот грабен образован системой оперяющих Чингизский сдвиг разломов меридионального и близкого к нему простирания, которые пересекают вулканогенные породы торткудуской серии, гранодиориты и плагиограниты чаганского интрузивного комплекса и ритмично переслаивающиеся преимущественно терригенные осадки бестамакской и саргалдакской свит. Западной границей грабена служит Сакбайский сброс, расщепляющийся у крайне западного выхода главной кольцевой дайки, к югу от которой он уже не прослеживается. Опущенным является восточное крыло разрыва, амплитуда в северной части сброса равна приблизительно 2100–2200 м.

По восточному краю грабена развита серия ступенчатых сбросов с последовательно опущенными западными крыльями. Амплитуда отдельных сбросов по смешению бестамакских известняков, трансгрессивно залегающих на ордовикских гранитоидах и породах торткудуской серии, оценивается в 200–600 м. Суммарная амплитуда ступенчатых сбросов достигает примерно 2000 м. В южном направлении, с приближением к кольцевой структуре, они затухают. Меридиональное простирание некоторых сбросов вблизи Чингизского разлома сменяется север-северо-западным, и на этих отрезках появляется правосдвиговая составляющая. Другие оперяют правые сдвиги 2-го и более высокого порядков, параллельные Чингизскому сдвигу или подходящие к нему под острым углом. Направление

Рис. 46. Взаимоотношения кольцевых и радиальных даек по северному краю Машанской структуры. Ширина мелких даек преувеличена

- 1 – граносиенит-порфиры;
- 2 – аплиты; 3 – флюидалные фельзит-порфиры; 4 – сферолитовые кварцевые порфиры; 5 – массивные гранит-порфиры



горизонтальных перемещений однозначно определяется по ориентировке осей при-разрывных складок волочения. К востоку от гор Машан простирание системы ступенчатых сбросов становится не столь выдержанным, как к северу от них, появляются разломы другого (более северо-восточного) направления. Вертикальные смещения по ним незначительны и к грабену они не относятся.

Характерной чертой грабена является приуроченность к нему роя субмеридиональных даек, которые широко распространены к северу от Машанского вулканического массива. Наиболее многочисленны дайки в центральной и восточной частях грабена, где вмещающие породы бестамакской и саргалдакской свит сильно раздроблены меридиональными сбросами. Некоторые дайки внедрились вдоль сместителей этих разломов (обычно небольшой амплитуды, рис. 47). Другие располагаются пунктирно на продолжениях линий сбросов или в непосредственной близости от последних, остальные выполняют более мелкие малоамплитудные разрывы и безамплитудные трещины. Нередко одна трещина залечена дайками разного состава. Падение дайковых тел вертикальное или крутое (до $80-70^{\circ}$) в разные стороны. Длина их измеряется от нескольких метров до 1,0-1,2 км, обычно же не превышает 400-600 м. Мощности тел колеблются от 0,2-0,3 до 10 м, преобладают тела мощностью 1,5-3, реже 5-6 м. Постоянными мощностями у большинства даек не сохраняются, встречаются пережимы и небольшие раздувы. Края и стенки даек неровные, с "заливами" и выступами; неровности на противоположных стенках часто расположены таким образом, что при сближении могли бы полностью совпасть. Вдоль контактов нередко наблюдаются останцы вмещающих пород с ненарушенными элементами залегания.

В плане такие дайки заметно извилистые, нередко ветвятся и снова соединяются, иногда образуют резкие коленообразные изгибы (рис. 48). Простирание их строго не выдержано и местами заметно отклоняется от долготного, хотя в целом параллельно меридиональным разломам. Во многих случаях они имеют кулисное строение; длина кулис наиболее часто меняется в пределах 80-200, 150-300 и 150 (200) - 400 (500) м, а общая протяженность достигает соответственно 0,5, 1,0 и 2,4-2,6, максимум 3 км.

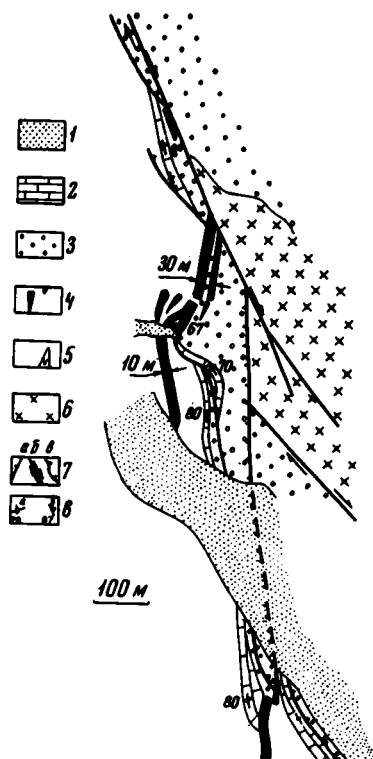
Основная часть даек выполняет трещины отрыва. Вместе с тем в подчиненном количестве в рое присутствуют дайки иного морфологического типа. Это прямолинейные трещинные тела, мощность которых по простиранию не меняется. Они ограничены относительно гладкими и ровными стенками, вдоль которых нередко наблюдается параллельный им слабый кливаж разлома. Простирание даек исключительно выдержанное - север-северо-запад 335° или (очень редко) север-северо-восток 15° (рис. 49). Дайки первого направления состоят из кулисно расположенных отрезков, почти вплотную примыкающих один к другому, причем каждый более южный несколько смещен к востоку относительно более северного или находится точно на продолжении предыдущего, но тогда их северные концы "отклоняются" к северу, а южные - к югу. Длина отдельных отрезков колеблется в интервалах 80-100, 200-350, 200-400 м, а суммарная протяженность не превышает 0,5-1,0-1,3 км. Дайки север-северо-восточного направления располагаются подобным же образом, только более южные их отрезки смещены к западу, а общая длина равна обычно 50-70 м.

Прямолинейные дайки связаны с сопряженными системами трещин скалывания - правой (север-северо-западного простирания) и левой (север-северо-восточного). Преимущественное развитие получила правая система сколов и то лишь на отдельных участках (например, в срединной части грабена). Иногда вместо сколов наблюдаются правые ряды кулисных трещин отрыва с осями простирания $330-335^{\circ}$ (см. рис. 49), залеченные короткими (30-90 м) близмеридиональными дайками, подставляющими одна другую. Кулисообразные ряды относительно мелких трещин отрыва образовались при деформации сдвигания вместо более крупных трещин скалывания или совместно с ними и были созданы теми же касательными напряжениями (Гзовский, 1963). И отрывы, и сколы, выполненные в общем одинаковыми жильными породами, возникли в одном поле напряжений, характер которого определяется однозначно. Направление действия наибольших растягивающих усилий в грабене было ориентировано широтно по азимуту $265-85^{\circ}$ вдоль биссектрисы тупо-

Рис. 47. Схема строения сбросовой зоны к северо-востоку от Машанской кольцевой структуры, верховья р. Шаган

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – известняки бестамакского горизонта верхнего лландейло; 3 – торткудуская серия верхнего кембрия – тремадока; 4,5 – дайки: 4 – аплитов и кварцевых порфиров, 5 – диабазов; 6 – ранне-среднеордовикские гранодиориты; 7 – разломы: сбросы (а), сдвиги (б), надвиги и взбросы (в); 8 – элементы залегания слоев (а) и флюиальности в дайках (б).

Ширина выходов даек и известняков увеличена



го угла, образованного плоскостями сопряженных сколов (см. рис. 49), и перпендикулярно к плоскостям отрывов.

В северном направлении с удалением от вулканического аппарата количество даек в целом уменьшается. До сместителя Чингизского разлома они не доходят и практически отсутствуют в северо-восточных крыльях оперяющих его сдвигов. Их ничтожно мало и к северу от выходов горизонта бестамакских известняков, вдоль которых следуют разрывные нарушения типа взбросов и надвигов, падающих на север и северо-восток (известняки почти повсеместно "вздернуты" и опрокинуты). Висячие крылья этих нарушений были, видимо, гораздо менее проницаемыми.

В дайковом рое присутствуют образования нескольких возрастных генераций. Все они тесно связаны со становлением девонского вулканического массива и залечивают как трещины отрыва, так и трещины скола. Наиболее древними (1-я генерация) являются темные и зелено-серые дайки андезитовых порфиров и диабазов, которые по составу и структуре очень близки к некоторым покровам в низах кайдаульской свиты. Встречаются они довольно редко и отличаются наименьшей мощностью (0,2–1,5 м) и в какой-то мере и протяженностью. Среди кольцевого пояса даек и внутри кольцевой структуры они обнаружены не были.

Позже (2-я генерация) внедрились роговообманковые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и плагиопорфиры от красновато-серого до серого с зеленоватыми оттенками цвета. Мощность их местами достигает 5–10 м. Небольшое количество таких даек к востоку от гор Машан выполняет трещины кольцевой системы среди подстилающих кайдаульскую свиту пород. Более мощные субвулканические тела аналогичного состава, но сложной формы отмечались выше в западной части кольцевой структуры, где они простираются в целом субпараллельно последней. К северу от них обнажается меридиональная дайка гораздо лучше раскристаллизованных гранодиорит-порфиров мощностью до 50 м и длиной 1,2 км. Еще непосредственно севернее подобные породы слагают вытянутые вдоль одного из сбросов две интрузии размером 0,4–0,8 × 3,8 и 0,4 × 3 км (см. рис. 44).

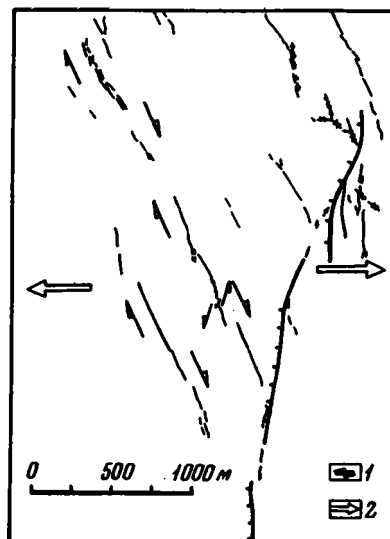
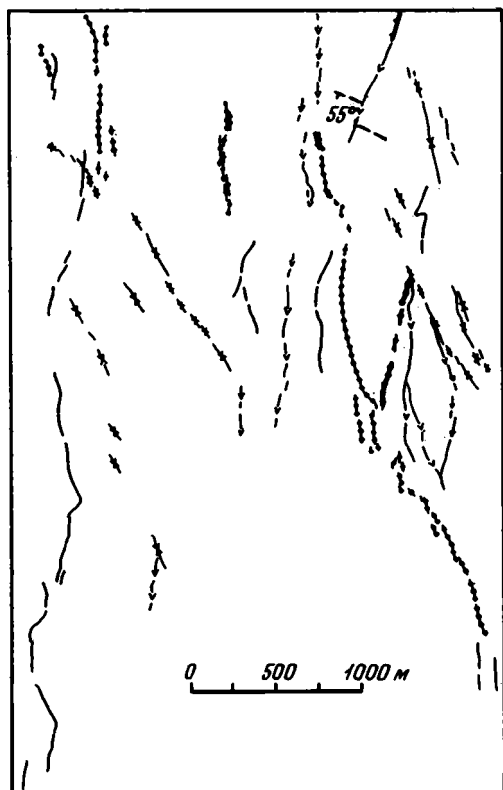


Рис. 48. Дайковый рой, выполняющий трещины отрыва, к северу от гор Машан
Условные обозначения см. на рис. 44.

Рис. 49. Рой даек, выполняющий трещины скалывания, к северу от гор Машан

Участок расположен несколько западнее изображенного на рис. 48.

1 – направления скалывающих напряжений; 2 – ориентировка главного растягивающего напряжения. Остальные условные обозначения см. на рис. 44

Более молодыми (3-я генерация) являются самые многочисленные дайки кислого состава. Одновременно с центральными экструзиями и кольцевыми дайками по меридиональным трещинам внедрились относительно маломощные (до 3 м) тела, нередко флюидальные, желтовато-серых и серых с розоватыми и зеленоватыми оттенками кварцевых порфиров со сферолитовой или фельзитовой структурой основной массы. Несколько позднее (4-я генерация) проникли гранит-порфиры и аплиты, участвующие также и в кольцевом поясе; окрашены они в красные, розовые и розово-серые тона, а мощность их колеблется от 5-6 до 10 м.

Перечисленные дайки разных генераций по своим структурным и текстурным особенностям являются субвулканическими образованиями, наблюдаемые части которых сформировались в близповерхностных условиях. Все они отчетливо секутся граносиенит-порфирами главной кольцевой дайки.

Более широкое площадное распространение имеют в районе разно ориентированные дайки хорошо раскристаллизованных пироксеновых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров зеленовато-серого и темно-серого цвета. Мощность их не превышает 3-5 м. К юго-востоку от гор Машан эти дайки имеют северо-восточное простирание и пересекают штокообразные интрузивные массивы: аляскитовых и лейкократовых биотитовых гранитов среднедевонского возраста. Встречаются они и в меридиальном грабене, где среди них преобладают тела северо-западных простираний, не относящиеся к описанному дайковому рою. Лишь в отдельных случаях

эти дайки используют ослабленное меридиональное направление, приспособляясь к нему на ограниченных по длине (от 20–30 до 300 м) участках. Очевидно, они возникли после окончания вулканической деятельности кайдаульской эпохи, когда тектоническая обстановка в районе существенно изменилась.

Особенности развития. Вулкан в горах Машан приурочен к крупной трещинной зоне, оперяющей Чингизский сдвиг и сдвиги более высокого порядка. Уже в ранние фазы девонского вулканизма произошло проникновение магмы по разрывам и трещинам меридионального направления (дайки 1-й генерации). В дальнейшем вулканические извержения были сопряжены с формированием меридионального грабена и дайкового роя в нем и с одновременным развитием кольцевой структуры. Заложение последней, связанное с проседанием возникшей эруптивной постройки, началось в период накопления роговообманково-плагноклазовых порфиров (верхняя часть нижней толщи кайдаульской свиты) и образования немногочисленных дуговидно изогнутых субвулканических тел и кольцевых даек (2-я генерация) соответственно вдоль западной и восточной окраин вулкана; более проницаемыми в это время были западные участки вулкана и линейного грабена.

В последние фазы вулканической деятельности произошло воздымание меридионально вытянутого центрального цилиндрического блока. Становление кислых экстрезивных куполов в пределах этого блока сопровождалось все усиливающимся проседанием вулканической структуры в целом и неоднократным выжиманием кислой лавы по трещинам кольцевой (а также радиальной) системы и частично вдоль зарождавшегося кольцевого разлома (дайки 3–4-й генерации). Опускание и продольное растрескивание происходили и в меридиональном грабене. При этом кольцевые разломы и трещины оказались наиболее многочисленными на востоке и западе Машанского аппарата, т.е. в тех местах, где их простирали было близким к уже существовавшему ослабленному направлению и они легко могли его использовать. На отдельных участках хорошо видно приспособление даек кольцевого пояса к меридиональным разрывным зонам. Так, на северо-западном крае вулканического массива, где простирались кольцевой, радиальной и меридиональной систем трещин заметно отличаются одно от другого, часть кольцевых даек резко меняет северо-восточное простирали на меридиональное, а затем некоторые из них южнее приобретают прежнее северо-восточное направление (рис. 50).

В завершающую стадию развития вулкана произошло кальдерное обрушение наземной постройки, и из магматического очага вдоль главного кольцевого (конического) разлома и по центральным жерловинам внедрились остатки вязкой магмы кислого и слабо щелочного состава – конечные продукты раскисления очага. Суммарная амплитуда опускания по системе кольцевых разломов составляет, вероятно, не менее 800–900 м. В грубом приближении ее можно принять равной видимой мощности покровного комплекса. После окончательного оформления кольцевая структура нарушена была относительно слабо. Более поздние тектонические

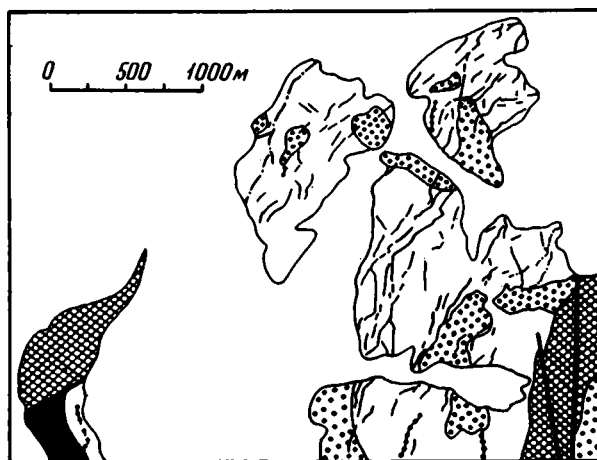


Рис. 50. Кольцевой пояс даек на северо-западе Машанской структуры

Условные обозначения см. на рис. 44

подвижки возобновились по субмеридиональным разломам и по радиальной системе нарушений в основном субширотного простирания.

Таким образом, Машанский аппарат представляет собой сильно эродированную вулканическую постройку центрального типа, локализованную в кольцевом грабене (кальдере). Границы кальдеры в современном рельефе определяются положением главной кольцевой дайки.

Кояндинский вулкан

Девонский вулканический массив в горах Коянды, к северу от хр. Муржик, исследован автором в 1967 г. Кольцевая структура выражена здесь не столь четко, как в горах Машан. Кольцевой пояс даек образует в плане овал размером $8,5 \times 13$ (16) км, длинная ось которого также вытянута в близширотном направлении (рис. 51). Покровный комплекс (кайдаульская свита) распространен не только внутри кольцевой структуры, но и за ее пределами. Он полого ($10-20^\circ$) залегает на сильно дислоцированной осадочно-вулканогенной толще среднего – верхнего ордовика. По северному краю комплекс в свою очередь несогласно перекрывается карбонатно-терригенными отложениями, в низах которых были собраны брахиоподы^{42*}, характерные для нижней части ишимского горизонта визейского яруса. На юго-западе девонские породы погружаются под известняки фаменского яруса, чей возраст подтверждается находками брахиопод^{43*} и мшанок^{44*}. Северо-западный край рвется пермскими гранитами массива Эдрей.

В нижней части кайдаульской свиты преобладают (в окраинных разрезах) лапиллиевые туфы андезитового и шлаковые туфы андезит-базальтового состава, переслаивающиеся с небольшими покровами андезит-базальтовых порфиритов и афиритов. Общая мощность этих образований, окрашенных в темно-лиловые, лилово-серые и темно-серые тона, колеблется от 380 до 480 м. Судить о характере их фациальной изменчивости в латеральном направлении нельзя – все известные выходы нижней части свиты расположены примерно на одинаковом расстоянии от центра структуры, обнаженного крайне плохо. Верхняя часть свиты представлена лиловыми и коричневатыми плагиоклазовыми порфиритами андезитового и трахиандезитового состава, вверху сменяющимися более кислыми роговообманково-плагиоклазовыми эффузивами сиреневого цвета. Эти покровы достигают мощности 150–170 м и в виде изолированных пятен встречаются главным образом по внутреннему краю кольцевой структуры. За ее пределами, вблизи контакта с гранитами массива Эдрей, на них залегают серые и розоватые флюидалные альбитофиры со сферолитовой и фельзитовой структурой основной массы, видимая мощность которых не превышает первых десятков метров.

Недалеко от трахиандезитовых, андезит-дацитовых порфиритов, трахидацитовых и дацитовых порфиров верхней части покровного комплекса обычно обнажаются чрезвычайно близкие к ним по составу крутопадающие разрозненные тела, сложенные сиренево-серыми диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами с трахитоидной основной массой и крупнолейстовыми хорошо раскристаллизованными граносиенит-диорит-порфирами красного цвета. Они имеют удлиненную форму (от $0,1-0,2 \times 0,4-0,5$ до $0,3-0,5 \times 1,1-1,4$ км) и размещаются среди более древних пород кайдаульской свиты вдоль кольцевого пояса. По всей видимости, они являются субвулканическими образованиями, коагматичными покровам верхней части свиты.

В кольцевом дайковом поясе преобладают более поздние трещинные тела розовых до сиреневатых гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и липаритовых порфиров с вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза, различающихся лишь по структурам основной массы: от микрогранитной до фельзитовой и микропойкилитовой. Последние разности очень близки к кислым лавам, венчающим покровный комплекс. Мощность отдельных даек колеблется от нескольких метров до 50–80 м и не превышает 150 м, а длина – от 0,5 до 2 км и даже до 4–5,5 км. Все они падают к центру пояса, причем наиболее круто ($75-80^\circ$) на южном его отрезке. На северном же отрезке они местами сильно выполаживаются (до 25°), используя поверхности напластования покровного комплекса. По простиранию дайки рас-

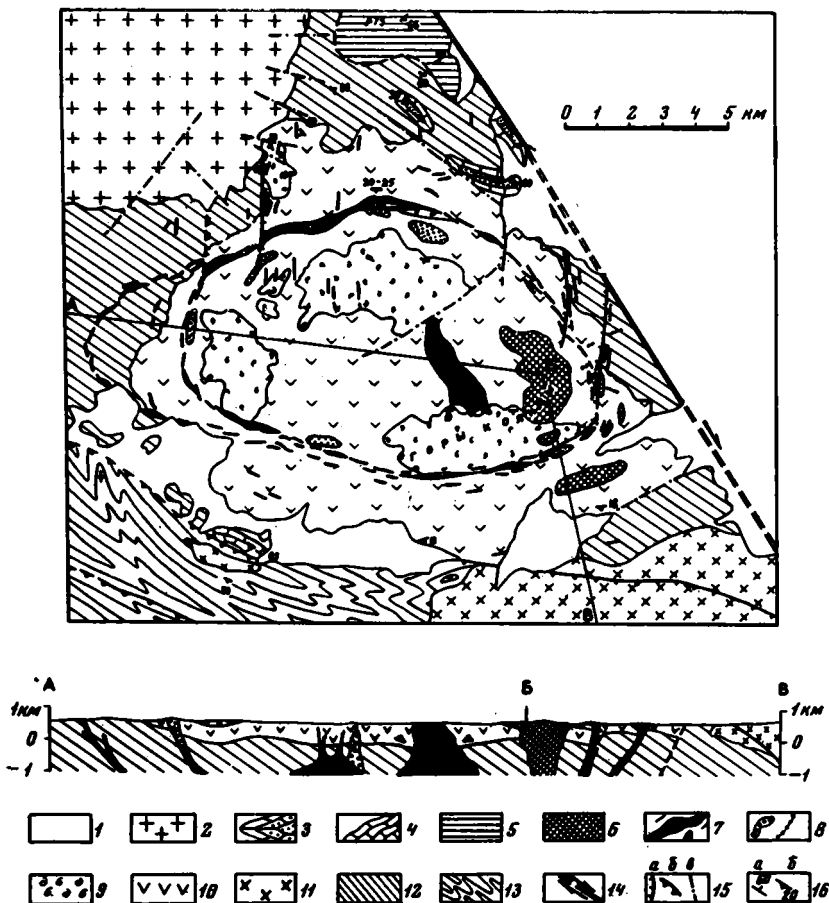


Рис. 51. Геологическая схема и разрез Кояндинского вулкана

1 - четвертичные отложения к западу от Чингизского разлома; 2 - пермские граниты массива Эдрей; 3 - карбонатно-терригенные отложения нижнего визе; 4 - известняки фаменского яруса; 5 - красноцветные песчаники живетского и франского ярусов; 6-8 - субвулканические образования раннего - среднего девона: 6 - граносиенит-порфиры, 7 - микрогранит-порфиры, аплиты и липаритовые порфиры, 8 - граносиенит-диорит-порфиры и диорит-порфириты; 9,10 - вулкано-генные образования кайдаульской свиты нижнего - среднего девона: 9 - лавы андезитового, трахиандезитового и дацитового состава, вверху альбитофиры, 10 - туфы андезитовых порфиритов, прослой андезит-базальтовых порфиритов; 11 - раннедевонские гранодиориты Муржикского массива; 12 - осадочно-вулканогенные породы среднего - верхнего ордовика; 13 - метаморфизованные отложения нижнего палеозоя; 14 - Чингизский сдвиг; 15 - другие разломы: сбросы (а), надвиги (б), с невыясненным характером смещений (в); 16 - элементы залегания слоев (а) и ориентировка полосчатости в эффузивах (б)

полагаются прерывисто, пунктирно или кулисно подставляя одна другую. Они выполняют кольцевую ослабленную зону, которая является отражением кольцевого разлома, не дошедшего до поверхности, доступной современному наблюдению. На западе кольцевой пояс даек разветвляется, придавая овалу еще более вытянутый вид. На востоке слабо выражена радиальная система даек.

В центральной части кольцевой структуры, ближе к ее восточному краю, находится тело ярко-розовых, с поверхности кирпичных микрогранит-порфиров, совершенно идентичных породам некоторых кольцевых даек. В плане оно протягивает-

ся, несколько сужаясь, в север-северо-западном направлении и имеет размеры $(0,7-0,9) \times 3,3$ км. Еще восточнее обнажаются интрузивного облика красные и мясо-красные граносиенит-порфиры (вкрапленники пелитизированного калиевого полевого шпата), не отличимые от таких же пород в горах Машан. Они являются самыми молодыми образованиями вулканического массива и слагают хорошо отпрепарированный в рельефе сравнительно небольшой выход серповидной формы, расположенный эксцентрично внутри овальной структуры и имеющий, должно быть, лакколитоподобное строение (по краям его местами видна подошва). Несколько южнее, за дайковым поясом, обнажается продолговатое тело граносиенит-порфира, внедрившееся по кольцевой системе нарушений.

По окраинам Кояндинской кольцевой структуры к северу от нее выявлены меридиональные сбросы, которые практически не проникают за кольцевой пояс даек. У восточной группы разломов последовательно опущены западные крылья; они оперяют Чингизский сдвиг, вблизи которого частично перекрыты мульдочками, выполненными отложениями нижнего визе. Западная группа сбросов на севере срезается пермскими гранитами; опущены здесь восточные крылья. Амплитуду вертикального смещения по меридиональным разрывам определить трудно, но, вероятно, она не очень велика (первые сотни метров). Крайне восточный и крайне западный сбросы на юге переходят в нарушения кольцевой системы.

Вдоль сбросов концентрируется основная часть даек субмеридионального простирания, которые ничем не отличаются от даек кольцевого пояса. На наименее нарушенном участке между западной и восточной группами сбросов встречаются лишь единичные меридиональные дайки. Они отсутствуют (перекрыты) среди отложений нижнего визе и распространенных несколько севернее красноцветных песчаников живетского и франского ярусов (?). На востоке меридиональной системы даек преобладают гранодиорит-порфиры и граносиенит-диорит-порфиры. Длина их порядка 500–800 м, мощность достигает 40–50 м. Некоторые тела имеют размеры $180 \times (500-600)$ м. Более поздние дайки гранит-порфира, аплитов и липаритовых порфира протягиваются на расстояние 400, максимум 700 м, мощность их не превышает первых метров. Все меридиональные дайковые тела в плане заметно извилистые, прерывистые, имеют непостоянную мощность; они выполняют крутопадающие $(80-90^\circ)$ трещины отрыва. На западе, вблизи массива Эдрей, дайки флюидальных липаритовых порфира служили, видимо, подводными каналами для самых молодых лав кайдаульской свиты, развитых только в этом месте. Остальные дайки кислого состава как меридиональной, так и кольцевой системы внедрились, скорее всего, несколько позже.

Структурное положение Кояндинского аппарата аналогично Машанскому. Он также приурочен к меридиональной трещинной зоне, оперяющей Чингизский сдвиг. Вулканическая постройка возникла на южном окончании грабенообразной депрессии; морфологическое выражение депрессии не столь четкое, как в районе к северу от гор Машан. По-видимому, это обусловлено тем, что девонский вулканический массив в горах Коянды в большей степени, чем Машанский, сохранился от размыва, и его строение мы наблюдаем на более высоком денудационном срезе. Размеры его значительно меньше, и формирование покровного комплекса произошло за более короткий промежуток времени, примерно равный по продолжительности времени накопления нижней толщи кайдаульской свиты в горах Машан. Последующие порции кислой магмы до поверхности не дошли, застыв на некоторой глубине в виде субвулканических тел. Кольцевая структура возникла в результате постепенного, начиная с излияний верхней части покровного комплекса, проседания над магматическим очагом по зоне кольцевых разломов. Амплитуда проседания вряд ли превышала 400–500 м.

Палеодинамическая обстановка

Многофазные вулканические извержения в раннем – среднем девоне в горах Машан и Коянды были сопряжены с движениями не только по кольцевым, но и по одновременно развивавшимся меридиональным разломам, которые заложились,

однако, несколько раньше. Вулкано-тектонические структуры в указанных районах тесно связаны с распространенными к северу от них меридиональными системами разрывов, вместе с которыми образуют зоны оперения Чингизского сдвига, несомненно существовавшего уже в раннем девоне. Эти зоны представляют собой сочетание линейного и кольцевого грабенов, возникших в условиях локального растяжения западного крыла разлома в широтном направлении. В том же направлении вытянуты и оба кольцевых грабена (кальдеры), длинные оси которых составляют с линией Чингизского сдвига острый угол $50 \pm 2^\circ$, вершиной обращенный навстречу относительноному перемещению крыла. Несколько различные простирания длинной оси Машанской структуры (восток 84°) и Кояндинской (восток 97°) объясняются местными изменениями простирания главного сместителя (соответственно северо-запад 313 и 328°).

Структурная связь Машанского и Кояндинского вулканов с Чингизским разломом вполне очевидна. Местонахождение же их было предопределено наличием в каждом конкретном районе магматического очага. Очаги остались, по-видимому, от предшествовавшего этапа магматизма, на что указывает пространственная (и временная) близость вулканических массивов к интрузивным залежам раннедевонского и позднесилурийского комплексов: массив в горах Коянды расположен несколько северо-западнее Муржикского, а Машанский – Баимбетского интрузивов. При этом девонские вулканические постройки оказались приуроченными к разным в тектоническом отношении областям, в пределах которых формы построек имели свои отличительные черты. Для Чингизского антиклинория характерны, как отмечалось в начале главы, изометричные вулканические массивы. В Чунайском синклинории распространены вытянутые в северо-западном направлении массивы (Бокайский, Кызыладырский и другие), и лишь Кояндинский массив имеет правильно-изометричные очертания, близкие по форме к Машанскому вулкану (см. рис. 42). Это сходство было обусловлено, по всей вероятности, близостью расположения к Чингизскому сдвигу и, как следствие, влиянием динамической обстановки в его зоне на характер развития вулканических аппаратов.

На участках относительного растяжения, возникших в результате правосдвиговых подвижек по Чингизскому разлому, получили возможность эволюционировать унаследованно от предыдущих этапов магматической деятельности внутрикоровые очаги, локализовавшиеся в относительно более спокойных тектонических зонах – в местах окончания меридиональных грабенов, где над ними возникли кольцевые депрессии. Образование этих своеобразных структур обусловлено прежде всего спецификой развития вулканических центров. Очертания же их зависели от внешних тектонических напряжений. На примере Машанской кольцевой структуры хорошо видно, что ее длинная ось строго параллельна направлению действия максимальных растягивающих нормальных напряжений, которое точно определяется по простиранию бисекторной плоскости между сопряженными системами трещин скола в линейном грабене (см. рис. 49).

Наблюдаемое как бы растяжение в широтном направлении кольцевых поясов даек вызвано различными возможностями на разных участках поясов использовать тектонически ослабленные зоны меридионального простирания. Последние могли вовлекаться в кольцевые пояса лишь на долготных их отрезках, т.е. только на западе и востоке, где по мере опускания кольцевых грабенов захватывались все более удаленные от центра зоны. Об этом наглядно свидетельствует пространственное размещение разновозрастных магматических проявлений в районе гор Машан. В Кояндинской структуре общая картина принципиально не отличается. Довольно равномерное распределение трещинных тел вдоль ее периферии объясняется, вероятно, тем, что в пределах западной и восточной окраин значительная часть меридионально вытянутых даек еще не вскрыта. В силу внедрения их по более многочисленным, часто расщепляющимся и более полого падающим трещинам до современной поверхности они просто не "дошли".

Процесс "удлинения" кольцевых депрессий неразрывно связан с расширением в том же направлении линейных грабенов, с их продольным растрескиванием, проседанием и залечиванием магматическим материалом в виде даек. Смена линейных структур растяжения на юге кольцевыми и уменьшение амплитуды проседания

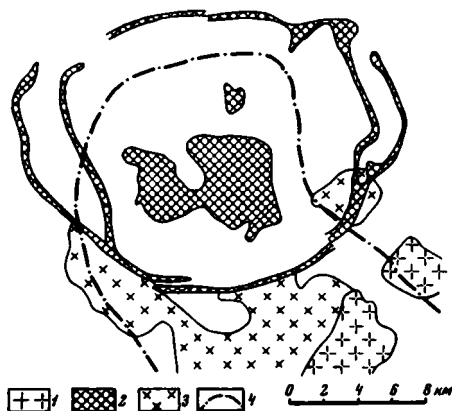


Рис. 52. Соотношение Машанской кольцевой структуры с аномалией гравитационного поля

1 – среднедевонские аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты; 2 – ранне-среднедевонские граносиенит-порфиры и щелочные гранит-порфиры; 3 – позднесилурийские гранодиориты; 4 – граница относительной отрицательной гравитационной аномалии (приведена по М.А.Оренбургскому и др.)

(горы Машан) указывают на исчезновение вызвавших их тектонических напряжений с удалением от Чингизского сдвига. Внутри кольцевых структур сохранялись ослабленные зоны близмеридионального направления, о чем свидетельствуют долго-но вытянутые различные субвулканические тела и даже крупные блоки, но южнее они уже не встречаются. В заключительную стадию, когда внедрялись граносиенит-порфиры, наиболее проницаемыми оказались ближе расположенные к сдвигу восточные участки кольцевых структур (см. рис. 44, 45, 51).

Размеры кольцевых структур определяются размерами и глубиной залегания вулканических очагов (Мархинин, 1964). Но их форма в плане (овальная) не соответствует точно очертаниям очагов. Это следует из различного наклона в обеих структурах конических даек на разных отрезках кольцевого пояса, в зависимости от их удаленности от центра: на западе дайки падают гораздо положе, чем на севере и юге. Отсюда можно предположить, что очертания вулканического очага в горизонтальном сечении в большей степени приближаются к правильной окружности. В Машанской структуре такое предположение подтверждается геофизическими данными. Согласно М.А.Оренбургскому и другим, там отмечается локальная, резко выраженная относительная отрицательная аномалия в гравитационном поле, отвечающая интрузивному массиву кислого состава. Она имеет изометричную форму, а ее контуры на севере отбиваются внутри кольцевой структуры практически на равном расстоянии от ее центра (рис. 52). Поверхность раскристаллизованного вулканического очага (интрузива) по расчетам залегает на глубине около 3 км¹. Нижняя граница возмущающих масс находится, как указывает В.И.Гольдшмидт (Геотектоническое..., 1969), на глубине порядка 10 км. На юге гравитационная аномалия охватывает соседние гранитоидные тела другого возраста (главным образом позднесилурийские) и поэтому распространяется за пределы кольцевой структуры.

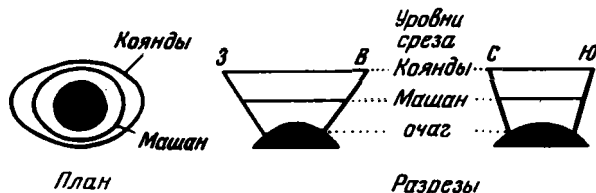
Несоответствие очертаний вулканического очага форме поверхностной кольцевой структуры обусловлено, по-видимому, либо просто исчезновением с глубиной определенным образом ориентированных тектонических напряжений, либо тем обстоятельством, что вблизи (на границе) расплавленных магматических пород эти напряжения снимались в связи с иным физическим состоянием геологической среды.

Удлиненно-овальная форма кольцевой структуры в горах Коянды в какой-то мере объясняется более высоким по отношению к очагу уровнем денудационного среза, чем в горах Машан (рис. 53). Кроме того, подобная форма связана и с более сложной тектонической обстановкой, поскольку южнее, вдоль хр. Муржик и его северных подножий, протягивается падающая на юг субширотная надвиговая зона, оперяющая Чингизский сдвиг. Перемещение горных масс по ней в северном

¹Под некоторыми современными вулканами магматические камеры находятся на глубине 5–6 км (Фаворская и др., 1969).

Рис. 53. Зависимость формы кольцевых структур от уровня эрозионного среза

Черным показано положение вулканического очага. Размеры Машанской и Кояндинской структур приведены к одному очагу



направлении началось, по-видимому, уже во время становления Муржикского интрузивного массива и продолжалось непосредственно после его кристаллизации. Следовательно, в районе гор Коянды в девонскую эпоху одновременно действовали и растягивающие, и сжимающие (на юге) напряжения. Последние были ориентированы примерно перпендикулярно к простиранию длинной оси кольцевой структуры, в результате чего она приобрела асимметричное строение: дайки в южной части кольцевого пояса падают к центру круче, чем на севере, и длинная ось оказалась заметно смещенной к его южному краю (см. рис. 51). На западе, в месте наибольшего сближения кольцевой структуры с надвиговой зоной, появляется (уже за пределами меридиональных сбросов) дополнительная удлиняющая дуга дайкового пояса.

С Чингизским разломом структурно связаны и более мелкие субвулканические тела ранне-среднедевонского возраста. В частности, северо-западнее пос. Карааул, в горах Кадыр, к оперяющему сдвиг с востока субширотному надвигу приурочен вытянутый вдоль него выход граносиенит-порфиров (см. рис. 11). Примерно в 60 км к юго-востоку от пос. Карааул, в другом крыле разлома (западном) вблизи сместителя встречаются концентрически расположенные дайки розовых и желтовато-розовых гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и розовато-серых разностей с фельзитовой структурой. Они представляют остатки небольшой кольцевой структуры диаметром около 1,5 км, вмещающие породы которой обнажены крайне плохо и относятся к интрузивным образованиям среднего девона (см. рис. 40). Кольцевое строение и общее положение аналогичны в миниатюре таковым в Машанской структуре, что можно рассматривать как свидетельство проявления небольших горизонтальных движений по Чингизскому разлому и на этом участке.

СОВРЕМЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ДЕВОНСКИХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Выходы девонских пород, принадлежащих к разным структурно-фациальным зонам, вдоль линии Чингизского разлома примерно от широты г. Аягуз и юго-восточнее размещаются следующим образом.

Чингизская зона. Относящийся к ней вулканогенный комплекс обнажается в районе гор Берккара (см. рис. 42). Он полого залегает на разных горизонтах среднего кембрия (низы) и верхнего ордовика, а на северо-востоке трансгрессивно перекрывается терригенно-карбонатными отложениями фаменского возраста. Согласно данным Р.С. Качурина и других, различаются две толщи. Нижняя (500 м) представлена липаритовыми (до трахилипаритовых), липарит-дацитовыми, реже дацитовыми порфирами, туфолавами, игнимбритами (вверху), туфами кислого и смешанного состава. Эффузивы преобладают над вулканокластами, лавы и туфолавы часто флюидальные. Распространены лиловые, бурые, коричневатые до сургучных, красноватые, розовые и сиреневые окраски. В верхней толще (900 м) доминируют андезитовые порфириты, встречаются андезит-базальтовые, трахиандезитовые порфириты, андезитовидные дацитовые порфиры и в резко подчиненном количестве туфы перечисленных пород. В средней части появляются трахилипаритовые порфиры. Окрашена толща в серо-бурые, буро-лиловые, иногда зеленоватые тона. В обеих толщах наблюдаются редкие маломощные линзы алевролитов, гравелитов, конгломератов и их туфогенных разностей, не играющие сколько-нибудь значимой роли.

Предчингизская зона. Характерные для нее разрезы вскрываются в обоих крыльях Чингизского разлома.

К западу от разлома толща нижнего девона – эйфеля достигает видимой мощности 1000 м и сложена внизу (более 400 м) преимущественно порфиритами андезитового и андезит-дацитового состава, а в верхней части – разнообразными кислыми туфами с общей зеленовато-, сиреневато-серой и серой окраской. Осадочные породы (песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты) составляют до 20% мощности разреза. Вблизи разлома толща прорвана позднепалеозойскими гранитоидами Батпакского массива, которые уничтожили также и более молодые образования зоны.

Живетско-франские отложения выходят из-под вулканогенных пород керегетасской свиты по обоим берегам р.Аягуз и имеют видимую мощность более 1500 м. Состоят они из часто переслаивающихся между собой мелко- до среднезернистых полимиктовых, реже кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, их известковистых разностей и известняков с многочисленными остатками фауны. В живетской части разреза (примерно 800–900 м) мощность прослоев и линз карбонатных пород обычно составляют 15–30 м, терригенных – 70–100 м; по простираанию карбонатные породы нередко сменяются терригенными. Вверху присутствуют невыдержанные горизонты грубозернистых до гравийных песчаников, гравелитов и конгломератов с различно окатанной галькой размером до 2 см. Мощность их не превышает первых метров, часто равна нескольким десяткам сантиметров, тогда как мощность тонкообломочных пород достигает первых десятков метров. Встречаются единичные горизонты (мощностью несколько метров) буроватых миндалекаменных диабазовых порфиритов (возможно, силлы), а преимущественно в нижней части толщи – линзовидные прослои мощностью более 10 м светло-серых мелкообломочных туфов дацитового и дацит-липаритового состава. Франская толща, наиболее полный разрез которой на левобережье р.Аягуз имеет мощность 850 м, состоит из тонкозернистых отложений; в ее основании выделяется довольно мощный (150–170 м) горизонт перекристаллизованных известняков.

Окраска всех отмеченных пород не отличается большим разнообразием. Известняки имеют серый цвет, среди терригенных образований преобладают серые, зеленовато-серые, табачные и желтовато-серые тона, встречаются пласты черных алевролитов. Характерно присутствие примерно в верхней половине видимого разреза живетской толщи прослоев красноцветных алевролитов и грубообломочных разностей (в основном фиолетовых).

Принадлежность части толщи к живетскому ярусу определяется находками брахиопод и кораллов^{45*}. Франский возраст обосновывается сборами криноидей, кораллов и брахиопод^{46*}. Близкое заключение о возрасте вмещающих отложений по весьма представительному списку в 1962 г. было сделано А.А.Розенкранцем и другими.

К востоку от Чингизского разлома известны выходы лишь верхней толщи Предчингизской зоны. Северо-западнее г. Урджар, по левому склону долины р.Мохнатки в 1 км южнее дер. Некрасовка, среди позднепалеозойских гранитов и пород керегетасской свиты обнажаются табачные и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, содержащие два выклинивающихся пласта серых криноидных известняков с брахиоподами^{47*}, указывающими скорей всего на франский возраст вмещающих отложений.

Карабулакская зона. Строение относящихся к ней разрезов в общих чертах показано на рис. 55.

К западу от Чингизского разлома выделяются два типа разрезов. Более северный, перекрытый каркаралинской свитой, вскрывается в ядре Ушбулакской брахиантиклинали. На востоке структуры – в горах Кызыл-Бельдеу – распространена отчетливо слоистая вулканогенно-осадочная толща видимой мощностью более 1600 м. Толща окрашена довольно монотонно в серые и зеленые с различными оттенками цвета. В ее большей нижней части преобладают породы вулканического происхождения: разнообломочные (в том числе и тонкие пелловые) туфы до туфобрекчий и туффиты липаритового, липарит-дацитового, очень редко более среднего состава; в незначительном количестве встречаются покровы липарит-дацитовых порфиров, альбитофиров, их туфолав и брекчиевых лав, а также отдельные подчиненные горизонты базальтовых, андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов (в низах толщи). Терригенные породы залегают в виде маломощных (не более

10–15 м) тонкослоистых прослоев и линз, количество которых вверх по разрезу постепенно возрастает, и представлены разнотекстурными туфогенными, реже полимиктовыми песчаниками, алевролитами, иногда мелко–среднегалечными конгломератами. Многие горизонты фашиально не выдержаны и через несколько километров по простиранию выклиниваются, замещаясь другими породами (например, вулканыты – продуктами своего разрушения). Мощность туфовых пачек достигает 100–150 м, а эффузивных покровов – не более 50–70 м.

Верхняя часть разреза мощностью примерно 550–600 м сложена фашиально устойчивыми (при небольших вариациях мощности отдельных горизонтов) осадочными накоплениями, содержащими единичные выклинивающиеся горизонты андезитовых порфиритов максимальной мощности до 50 м. Наиболее распространены мелко- и неравномернотекстурные полимиктовые, с весьма пестрым составом плохо окатанных обломков и туфогенные (менее распространены) песчаники, алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые туффиты и мелкогалечные конгломераты; среди обломков последних, достигающих 2–3, реже 5–7 см, встречаются эффузивы кислого и среднего состава, кремнистые породы, алевролиты, иногда интрузивные образования. Мощность тонкообломочных пород (алевролитов, туффитов) обычно невелика (5–10 м), грубообломочные породы слагают горизонты мощностью от 20 до 50 м; мощность песчаных пачек колеблется обычно в пределах 50–80 м.

В западном направлении в верхней половине разреза появляются тела (возможно, рвущие) диабазовых и базальтовых порфиритов, часто миндалекаменных, и маломощные прослои кремнистых алевролитов, черных углито–глинистых сланцев и известняков. Кремнистые сланцы появляются и на крайнем востоке выходов, где вместе с туфопесчаниками слагают пачку мощностью 100 м, внутри которой наблюдается чередование слоев через несколько десятков сантиметров или первые метры. Там же нижние части разреза еще больше обогащаются вулканогенными породами, появляются кислые эффузивы лилово–серого цвета.

В алевролитах из верхних горизонтов во многих местах были собраны остатки флоры^{48*}, указывающие на среднедевонский, скорее всего живетский, возраст вмещающих отложений. Нижележащая толща соответствует, по–видимому, эйфельскому ярусу и, возможно, нижнему девону.

Заметно отличается разрез в районе гряды Карпобай, к югу от г. Урджар, где сильно возрастает роль осадочных пород. Они представлены сероцветными до зеленоватыми тонкослоистыми алевролитами, туфопесчаниками, кварцевыми песчаниками, слюдясто–кремнистыми сланцами, чередующимися с туфами среднего, реже кислого состава. Мощность прослоев варьирует от 4–5 см до 0,1–0,5 и 2–3 м. Суммарная видимая мощность достигает 600 м. В нижней части разреза залегает линза серых слоистых известняков длиной 800–900 м и шириной 300–350 м.

К востоку от Чингизского разлома отложения последнего типа не обнажаются. Единственный выход известен по северной окраине гор Аркалды, где девонские породы несогласно перекрываются образованиями, сопоставляемыми с каркаралинской свитой. Видимая мощность, по данным Ю.А. Твердислова, Н.М. Давыдова и В.С. Войтовича, достигает 1300 м. Большая нижняя часть разреза сложена серыми, реже розовато–серыми эффузивами, туфами, в том числе тонкополосчатыми пепловыми, и туфобрекчиями кислого (липаритового и липарит–дацитового) состава. Мощность покровов эффузивов колеблется от 5 до 40 м, туфы и туфобрекчии образуют линзы и прослои мощностью от нескольких до 30–40 м. Вверху в подчиненном количестве присутствуют темно– и зеленовато–серые андезитовые порфириты, прослои которых достигают мощности 10–30 м, а также туфопесчаники и туффиты.

Верхняя часть разреза мощностью 250 м состоит из осадочных пород. Широко развиты тонкопереслаивающиеся (через 0,1–2 м) светло–серые и серые алевролиты, кремнистые сланцы, филлитизированные аргиллиты, песчаники, реже гравелиты; в плохо окатанных обломках последних размером 0,5–1 см встречаются эффузивы, туфы, кремнистые породы, алевролиты. В темных углистых алевролитах встречены отпечатки среднедевонской флоры^{49*}.

На рис. 42 видно, что восточные продолжения девонских структурно–фашиальных зон смещены вдоль линии Чингизского разлома к юго–востоку. Напротив

Предчингизской зоны, подходящей к разлому с запада, находится Берккаринский вулканический массив, который относится к Чингизской зоне, а разрезы предчингизского типа в восточном крыле располагаются рядом с северными разрезами Карабулакской зоны западного крыла. Последние к востоку от разлома обнажаются южнее отложений карпобайского типа, характеризующих внешнюю периферию Карабулакской зоны¹. Подобное расположение соответствует правостороннему сдвигу по Чингизскому разлому. Амплитуда перемещения очень приблизительно (ввиду разрозненности выходов девонских пород) оценивается в 100 км.

Разрезы Карабулакской зоны, наиболее полно из всех остальных представленные в крыльях сдвига, по обе стороны от него очень близки. Незначительные различия в характере их строения и составе не выходят за рамки обычной фациальной изменчивости, наблюдающейся по простирацию любых вулканогенно-осадочных толщ. Более того, как можно судить по приведенному описанию разрезов Ушбулакской антиклинали, с запада на восток, т.е. в сторону Чингизского сдвига, происходит такое постепенное их изменение, которое еще больше увеличивает степень сходства с разрезом в районе гор Аркалды (в частности возрастает роль кислых вулканитов, исчезают известняки, а терригенные породы становятся несколько менее грубыми). Отсюда можно предположить, что сдвиг на отрезке к югу от г. Аягуз никакой роли в девоне как конседиментационное разрывное нарушение не играл. Несколько севернее г. Аягуз он, возможно, в начале девона уже существовал. Так, Балхаш-Чингизский разлом, заложившийся в тот период (см. I главу), на востоке упирается в Чингизский, за которым нигде (учитывая последующие смещения) не продолжается. Сведения о проявлении подвижности по Чингизскому сдвигу в более северных районах изложены выше.

¹ На севере Карабулакской зоны осадконакопление происходило на мелководных островных участках, южнее — в более глубоководных районах открытого морского бассейна.

РОЛЬ ЧИНГИЗСКОГО СДВИГА В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ГЕРЦИНСКИХ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Как следует из имеющихся геологических данных и проведенного во II главе анализа геофизических материалов, Чингизский сдвиг прослеживается в пределах двух крупных герцинских тектонических зон – Баканасской и Джунгарской. Орогенный комплекс Баканасской зоны (Восточно-Прибалхашская структурно-формационная зона, по терминологии Н.А.Афоничева, 1967) характеризуется мощными сериями существенно вулканогенных пород, накопившимися в континентальных условиях со второй половины раннего карбона в течение всего позднего палеозоя; их прорывают интрузии кислого и среднего состава. На отдельных участках выходят вулканогенно-осадочные отложения геосинклинального комплекса (ранний – начало позднего девона). О структурных особенностях зоны сообщалось в I главе.

Южнее развиты средне- и верхнепалеозойские (до среднего карбона включительно) морские осадочные (преимущественно терригенные) и прибрежно-морские туфогенно-осадочные отложения, смятые в линейные складки субширотных простираний. Они слагают северную часть так называемой Джунгарской многогеосинклинальной зоны (по В.С.Войтовичу, 1969), или Тастаускую подзону Северо-Джунгарской структурно-формационной зоны (Афоничев, 1967). К западу от Чингизского сдвига границей между Баканасской и Джунгарской зонами служит (см. рис. 19) субширотный Сасыккольский разлом (Самыгин, Третьяков, 1971), установленный геофизическими методами. Этот разлом мимо северного побережья оз.Сасыкколь прослеживается далеко на запад, где известен как Тюлькулам-Сасыккольский (Ренгартен, 1958), Тюлькулам-Нарынкольский (Третьяков, 1960) и Алакульский (Афоничев, 1960) разлом. К востоку от Чингизского сдвига эта граница протягивается в северо-восточном направлении вдоль геологически ярко выраженной зоны разрывных нарушений в горах Арасантау (восточный отрезок Барлык-Алакольского разлома, по В.С.Войтовичу, 1969).

Мы ограничимся рассмотрением северной зоны Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, поскольку более южная в западном крыле Чингизского разлома погребена под кайнозойскими осадками. Современное положение Баканасской зоны (Балхашского вулканического пояса) указывает на смещение ее восточной части по линии разлома на юго-восток (рис. 54). Вместе с тем внутреннее строение зоны не идентично по разные стороны от него. На рис. 55 представлены сводные разрезы верхнего (частично среднего) палеозоя, которые составлены для районов, наиболее близко расположенных (из числа обнаженных) к Чингизскому сдвигу. В западном крыле таковым является район Кызылжальской мульды и Ушбулакской брахиантиклинали, в восточном – Аркалдинская мульда.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗОВ ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА БАКАНАССКОЙ ЗОНЫ

К западу от Чингизского сдвига породы среднего девона трансгрессивно перекрываются отложениями визе – среднего карбона. Среди них выделяются две согласно залегающие толщи, по времени формирования приблизительно соответствующие

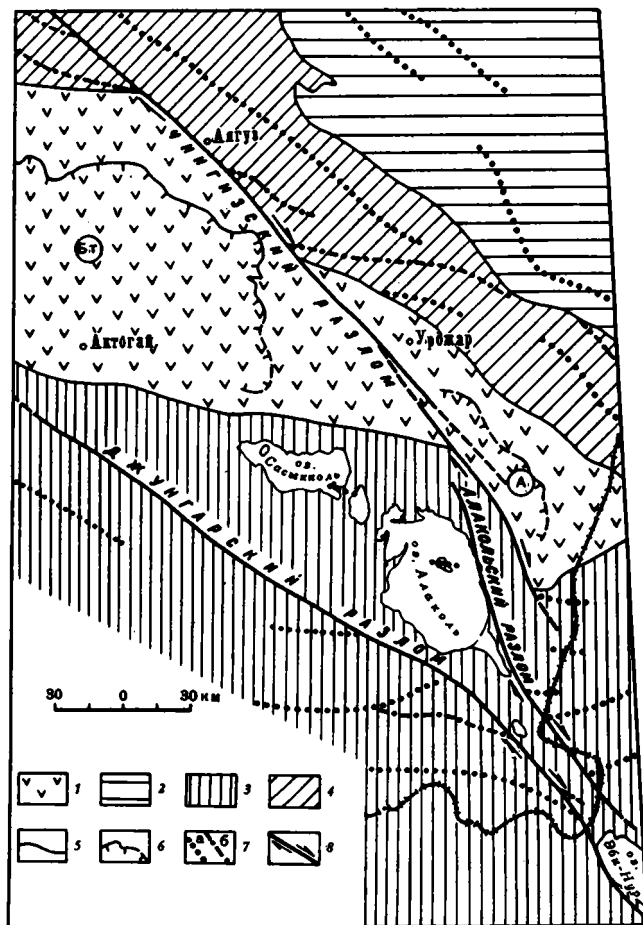


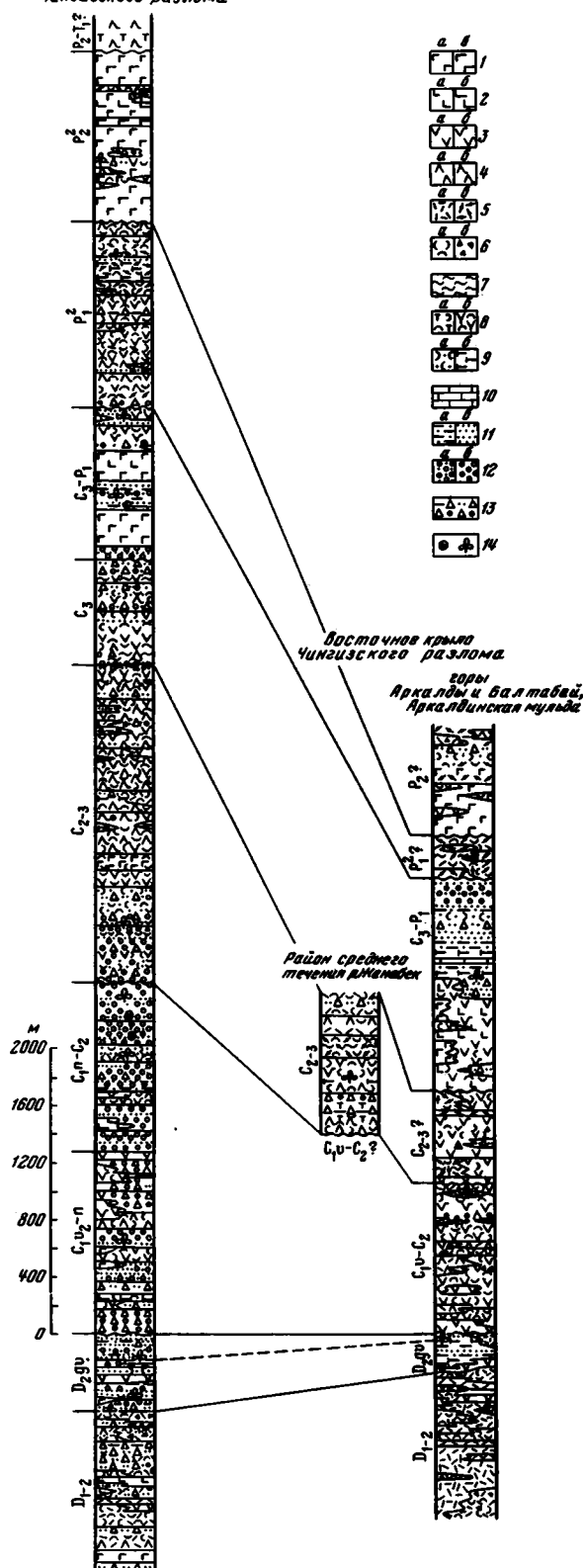
Рис. 54. Тектоническая схема фундамента Алакольской впадины и ее горного обрамления (Самыгин, Третьяков, 1971)

1 - Балхашский вулканический пояс (Баканасская зона); 2 - Иртыш-Зайсанский мегасинклинорий; 3 - Джунгарский мегантиклинорий; 4 - Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий; 5 - границы тектонических зон; 6 - контуры мульд, выполненных породами перми; 7 - простирания линейных структур (а), в том числе опознанных в разных крыльях сдвигов (б); 8 - крупнейшие разломы с указанием направления горизонтального движения крыльев.

Буквами на схеме обозначены: Бт - Бериктасская впадина, А - Аркалдинская мульта

Рис. 55. Разрезы Баканасской зоны вблизи Чингизского разлома

1 - базальтовые порфириды, диабазы (а) и трахибазальтовые порфириды (б); 2 - андезит-базальтовые (а) и трахиандезит-базальтовые (б) порфириды; 3 - андезитовые (а) и трахиандезитовые (б) порфириды; 4 - дацитовые (а) и трахидацитовые (б) порфиры; 5 - липаритовые (а) и трахилипаритовые (б) порфиры; 6 - туфы (а) и туфобрекчии (б), состав показан крапом перечисленных эффузивов (1-5); 7 - игнимбриты; 8 - туфы трахитовых порфир (а) и смешанного состава (б); 9 - туффиты разнозернистые (а), кремнистые сланцы и алевроитовые туффиты (б); 10 - известняки; 11 - алевролиты (а) и песчаники (б); 12 - гравелиты (а) и конгломераты (б); 13 - туфогенные породы, размерность показана крапом перечисленных осадочных отложений (11-12); 14 - местонахождение фауны и флоры



каркаралинской и калмак-мельской свитам Северного Прибалхашья.

Нижняя толща (каркаралинская свита), максимальная мощность которой превышает вблизи разлома 1200 м, сложена грубообломочными вулканогенно-осадочными породами. Преобладают различных оттенков серо-зеленые разногалечные туфоконгломераты, в меньшей степени туфопесчаники, полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, образующие грубослоистые пачки мощностью до 200 м и более, внутри которых отдельные разности переслаиваются через несколько десятков метров. Вулканогенные породы играют в целом подчиненную роль, хотя в западном направлении их количество возрастает и мощность некоторых пачек увеличивается до 100 – 150 м. Среди них встречаются окрашенные в зеленые, бурые и различные серые тона базальтовые, трахиандезит-базальтовые, трахиандезитовые, андезитовые порфириды, туфы и вулканические брекчии среднего до дацитового состава. Покровы эффузивов хотя и достигают мощности 45–55 м, однако обычно быстро выклиниваются по простиранию. Горизонты туфов (20–40 м) более выдержаны, но также часто на коротких расстояниях фашиально переходят в осадочные (туфогенные и вулканомиктовые) породы. Непостоянным бывает и их состав: туфы андезит-базальтовых порфиритов могут, например, замещаться туфами андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов. Собранные отпечатки флоры^{50*} датируют возраст вмещающих отложений как визе – ранний намюр.

Разрез верхней толщи (калмак-мельская свита) почти исключительно грубоэригенный полимиктового состава; ему присущи серая и серо-зеленая окраски; наибольшая мощность толщи около 1200 м. Широко распространены крупногалечные и валунные конгломераты, слагающие линзовидные пачки мощностью

свыше 200 м, среди которых встречаются прослои и линзы (мощностью несколько метров) несортированных песчаников. Мелко- и среднегалечные конгломераты, а также гравелиты, гравийные и разнозернистые песчаники образуют отдельные более протяженные горизонты, мощность которых колеблется от 10–15 (обычно для песчаников) до 60–80 м. Отмечаются редкие прослои и линзы желтоватых алевролитов мощностью в несколько метров. Ограничено развиты туфогенные конгломераты, песчаники и туффиты гравийной размерности. Вулканогенные породы играют в разрезе незначительную роль и встречаются только в нижней его половине. Они представлены в основном трахиандезитовыми, в меньшей степени трахиандезит-базальтовыми (внизу) порфиритами, их туфолавами и разнообломочными туфами (вплоть до агломератовых), а также туфами андезит-дацитового состава. Залегают вулканогенные породы в виде единичных прослоев и пачек протяженностью до 4 км и мощностью от нескольких метров до 80–90 м. Вверх по разрезу вулканогенный материал постепенно исчезает. Возраст рассмотренной толщи определяется однозначно на основании собранных внизу верхней ее части ископаемых остатков флоры и брахиопод намюра – среднего карбона^{51*}. Несколько выше по разрезу найдены брахиоподы^{52*}, встречающиеся в основании среднего карбона.

На породах калмакэмельской свиты несогласно залегают образования керегетасской свиты среднего – верхнего карбона, внизу которой обнаружены лишь неопределимые растительные остатки. Разрез свиты существенно вулканогенный. Лишь в ее основании наблюдается относительно мощная (около 700 м) и довольно выдержанная (протягивается на 8–9 км) грубослоистая толща зеленовато-серых туфогенно-осадочных пород, выклинивающаяся в западном направлении вдоль северного крыла Ушбулакской брахиантиклинали. Внизу эта толща сложена средне- и крупногалечными туфогенными и полимиктовыми конгломератами, чередующимися с разнозернистыми песчаниками и гравелитами полимиктового состава, туфогравелитами, гравийными туффитами, переходящими местами в туфы андезитового состава. Вверху преобладают туффиты гравийной и псаммитовой размерности, содержащие отдельные прослои и линзы туфогенных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Большая верхняя часть (70%) свиты состоит из разнообломочных туфов и игнимбритов трахиандезитового, трахиандезит-дацитового, трахидацитового и смешанного состава с небольшим количеством лав и лавовых брекчий. Внизу встречаются трахибазальтовые порфириты и их туфы, а выше – линзы кристаллотуфов липаритового и трахилипаритового состава. Пирокластолиты образуют как довольно обширные бесструктурные поля, так и отчетливо слоистые, особенно в верхней трети разреза, пачки. Мощности отдельных прослоев и линз варьируют от 5–30 до 60–80 м (наиболее часто 15–25 м), а протяженность их от 1 до 2,5 км; мощности покровов эффузивов не превышают 25 м, обычно 5–10 м. Вверху свиты нередко, но все же в подчиненном количестве, встречаются горизонты псаммитовых до гравийных туффитов (мощностью 4–12 м), туфогенных песчаников, гравелитов, иногда конгломератов; мощности осадочных слоев колеблются от 1–4 до 10–15 м, подчас они слагают небольшие линзовидные пачки длиной до 3,5–4 км и мощностью 25–35 и даже 50–80 м. Перечисленные осадочно-вулканогенные породы окрашены в серые, зелено-серые, серо-лиловые, бурые и фиолетово-серые тона; красноцветные разности приурочены к верхней части свиты. Повсеместно распространены редкие прослои и линзы тонкослоистых светло-серых и желтоватых кремнистых алевроитовых туффитов, мощность которых достигает 15 м. Общая мощность керегетасской свиты возле Чингизского разлома равна 2200 м.

В западном крыле разлома на керегетасской свите с небольшим размывом залегает выделяемая нами кызылжальская толща верхнего карбона (Самыгин, 1970в), являющаяся маркирующей. В ее строении принимают участие породы различного состава и происхождения: разнообломочные туфы, в том числе спекшиеся, туффиты и туфобрекчи андезитового, трахиандезитового, трахиандезит-дацитового, андезит-дацитового, дацитового, липаритового и смешанного состава, переслаивающиеся с туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Пирокластические образования составляют 65–70% разреза, причем мощность отдельных линз и слоев меняется от 5–10 до 25–35 м, а максималь-

ная мощность пачек не превышает обычно 80–100 м, достигая в редких случаях 150–160 м. Мощности осадочных горизонтов колеблются от первых метров до 15–20 м; чаще они встречаются в верхней половине толщи, где слагают невыдержанные по простираению пачки мощностью 90–120 м. Иногда отмечаются единичные маломощные (5–15 м) покровы лав кислого, среднего и даже основного состава. Для толщи характерна очень пестроцветная окраска; слои и пачки различных оттенков лилового (вплоть до яркого), фиолетового, коричневого, бурого, вишневого цвета чередуются с серыми, зеленовато-серыми и лилово-серыми прослоями. Мощность кызылжалской толщи порядка 700 м. Возраст ее в силу крайне плохой сохранности найденных растительных остатков определяется несколько приблизительно по стратиграфическому положению.

На породах кызылжалской толщи с незначительным размывом залегают отложения колдарской свиты верхнего карбона – нижней перми. К югу от Ушбулакской брахиантиклинали разрез их выглядит следующим образом. В основании прослеживается пачка зеленовато-серых полимиктовых мелкогалечных конгломератов с частыми прослоями желтовато-серых разнородных песчаников. Затем следует толща серых, темно-серых до зеленоватых диабазовых и базальтовых порфиров (обычно миндалекаменных), долеритов и темно-фиолетовых, лилово-серых андезит-базальтовых порфиров, разделенная приблизительно посередине 200-метровой пачкой часто чередующихся (через 2–5 м) серовато-зеленых тонкоплитчатых алевролитов, серых полевошпатовых и полимиктовых песчаников, темных аргиллитов и доломитизированных известняков. В верхней части толщи порфиры более пестрого состава; покровы лавовых брекчий (со шлаковыми корками) и силлы долеритовых порфиров (местами с шаровой отдельностью) чередуются между собой и с редкими прослоями (мощностью по несколько метров) кристаллокластических туфов псаммитовой размерности. Внизу распространены более массивные крупнолестовые разности основного состава, являющиеся, возможно, субвулканическими образованиями.

Верхняя часть колдарской свиты сложена зелено-серыми плитчатыми песчаниками, алевролитами, желтовато-серыми туфогенными песчаниками и гравелитами, среди которых встречаются линзы и прослои (мощностью 1–2,5 м) темных микрозернистых и органогенных известняков. Присутствуют также зеленовато-серые и темные трахиандезитовые порфиры и их туфы, залегающие в виде довольно мощной (150 м) пачки и образующие отдельные небольшие покровы. Суммарная мощность разреза более 1000 м. В его средней части и выше собраны отпечатки растений^{53*} и зеленые водоросли. Кроме того, в средней части встречены остатки чешуи рыб, а в верхней – филлоподы^{54*}.

Колдарская свита местами несогласно, местами, вероятно, без всякого несогласия перекрывается кызылкинской свитой верхней половины нижней перми, мощность которой довольно изменчива (от 1000 до 1600 м), но обычно близка к 1300 м. Сложена она туфами, иногда игнимбритами и туфолатами андезитового, андезит-дацитового, трахиандезитового, андезит-трахитового, трахидацитового, трахилипаритового и липарит-трахитового состава. Щелочные и кислые разности приурочены в основном к верхней половине свиты, где также встречаются линзовидные горизонты серо-зеленых и серых туфогенных песчаников, алевролитов, алевритовых туффитов и тонкополосчатых пепловых туфов кислого состава. В низах разреза отмечается несколько прослоев туфопесчаников и туфогравелитов бурого цвета. Туфы трахилипаритовых порфиров отличаются зеленовато-серой, реже лилово-серой окраской, остальным пирокластам присущи в целом более бурые, а также красноцветные тона. Пласты и линзы туфов различного состава часто чередуются между собой, их мощности варьируют от 10 до 30 м, достигая нередко 50–90 м. Мощность туфогенно-осадочных прослоев не превышает 25–35 м, обычно же равна 10–15 м; общее количество их, как правило, весьма незначительно, хотя и заметно меняется по простираению. Возраст кызылкинской свиты определяется по положению в разрезе и находкам растительных остатков^{55*}.

Значительную площадь в рассматриваемом районе западного крыла Чингизского сдвига занимает толща основных лав (курайлинская свита, по А.К.Мясникову), накопившаяся в течение поздней перми и резко несогласно залегающая на более

древних свитах. Для толщи характерны довольно однообразное строение и монотонный облик. Она сложена темно-серыми с лиловыми, буроватыми и зелеными оттенками базальтовыми и диабазовыми порфиритами, афиритами и диабазами, в меньшей степени трахибазальтовыми и трахиандезит-базальтовыми порфиритами (преимущественно сверху); порфириты часто имеют миндалекаменную текстуру, иногда в них развита шаровая отдельность. Мощность отдельных потоков и покровов меняется от 3-10 (наиболее многочисленные) до 20-30 м; отмечаются редкие покровы лавовых брекчий. Встречаются единичные маломощные (от 0,5-1,5 до 6-8 м) прослои и линзы неравномерно-обломочных туфов основного состава. Незначительно распространены в низах толщи разной протяженности покровы лав, лавовых брекчий, горизонты гравийных туфов андезитового, дацитового и липарита-дацитового состава, окрашенные обычно в довольно яркие лиловые тона; мощность их колеблется от 5 до 12-16 м. Наконец, к видимым верхам толщи приурочены маломощные покровы и силлы лиловато-серых, сиреневых трахилипаритовых порфиров и линзы их туфов. По всему разрезу изредка встречаются быстро выклинивающиеся по простиранию прослои красноцветных туфопесчаников, иногда туфоконгломератов, мощностью 0,4-2,0 м и длиной 0,5-1 км. Видимая мощность всей толщи достигает 1200 м. В нескольких точках были собраны отпечатки флоры плохой сохранности, указывающие на пермский возраст вмещающих отложений^{56*}.

Наиболее молодыми образованиями вулканогенного комплекса являются распространенные в Кызылжальской мульде эффузивы и различные субвулканические тела трахидацитового, трахитового, реже трахиандезитового состава, имеющие серовато-коричневую, лилово-серую до серой окраску. Покровы в виде отдельных изолированных пятен очень полого залегают на разных частях подстилающей толщи; в некоторых случаях их суммарная мощность достигает 150-200, иногда 250 м. Возможно, излияния происходили уже в начале триаса (Радченко и др., 1968).

К востоку от Чингизского сдвига разрез орогенного комплекса существенно отличный. Для Аркалдинской мульды литологическое описание приводится по данным 1962 г. В.С.Войтовича, Н.М.Давыдова и Ю.А.Твердислова, но возрастные датировки отдельных толщ несколько изменены в соответствии с более поздними сведениями о вертикальном распространении содержащейся в них ископаемой флоры, списки которой были просмотрены С.В.Мейеном.

Образования визе - среднего карбона несогласно ложатся на породы среднего девона. Представлены они в основном вулканитами: серыми, зелено-серыми, коричнево-серыми андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, их туфами, темно-серыми бескварцевыми порфирами, пестроокрашенными туфами и туфобрекчиями смешанного состава. Залегают эти образования в виде самых различных по мощности и протяженности слоев и линз, со множеством местных внутриформационных несогласий. Наиболее выдержаны обычно покровы порфиритов, мощность которых достигает 50-100 м. Мощность кислых тонкофлюидальных покровов колеблется от 3 до 35 м; в плане они имеют грубоизометричную форму, иногда устанавливаются центры их излияний. Мощность линз пирокластов также изменчива - от 0,5-5 до 50 м. Изредка встречаются (вверху толщи) осадочные породы: серо-зеленые, лилово-серые и серые туфогенные песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, подчас тонко переслаивающиеся между собой. Они слагают линзы различной формы и размеров - мощностью до 30-40 м и длиной от 100-200 до 600-700 м и более. Общая мощность толщи несколько превышает 1000 м. Близ ее кровли и ниже по разрезу обнаружены отпечатки растений^{57*}, в совокупности датирующие возраст вмещающих пород как визе - средний карбон.

Выше несогласно залегают толща, которую по стратиграфическому положению и характеру разреза следует сопоставлять с керегетасской свитой среднего - верхнего карбона. В ее строении принимают участие серые различных оттенков андезитовые, местами трахиандезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, лилово- и зеленовато-коричневые, розово-красные трахилипаритовые порфиры, ортофиры, их туфы, игнимбриты и туфобрекчии; в средней части встречаются единичные линзы туфогенных песчаников и алевролитов. Различные породы сложно переслаиваются между собой, сколько-нибудь крупные пачки определенного состава не выделяются. Развитые в нижней и верхней частях толщи эффузивы и туфы трахи-

липаритового состава уже через 3–4 км сменяются порфиритами и их туфами. Мощности отдельных слоев и линз варьируют от 0,5–1 до 30–40 м. Общая мощность толщи более 600 м.

В северо-западном направлении мощность, состав и строение толщи заметно меняются. Так, среди изолированных выходов палеозоя в альпийском Некрасовском грабене, в районе среднего течения р. Жанабек, обнажается несогласно залегающая на породах визе – среднего карбона отчетливо слоистая толща, описанная в 1965 г. Р.С. Качуриным и другими. Она представлена лиловыми, лилово-бурыми, иногда желтоватыми и зеленовато-голубыми псаммитовыми и гравийными туфами трахидацитового, трахитового и трахилипаритового состава. В средней части встречаются лилово-коричневые и бордово-зеленые туфы трахиандезитовых порфиритов, а сверху появляются серые липаритовые порфиры, светло-серые до серо-лиловых туфы кислого и дацитового состава. Мощность туфовых пачек определенного состава достигает 100–160 м, но обычно равна 40–70 м. Повсюду разрезу присутствуют довольно выдержанные по простиранию горизонты туфогенно-осадочных пород мощностью 15–30 м: зеленовато- и темно-серых туфоалевролитов, туфопесчаников, бурых до розоватых разногалечных туфоконгломератов и гравелитов, серо-желтых алевритовых туффитов. Видимая мощность всей толщи равна 1000 м. Примерно в средней ее части была собрана флора плохой сохранности.

В горах Аркалды и Балтабай породы условно средне-позднекаменноугольного возраста резко сменяются довольно мощной толщей, которая примерно соответствует колдарской свите верхнего карбона – нижней перми. Нижняя ее половина вулканогенная, сложена темно-серыми, иногда буровато-серыми андезитовыми, андезит-базальтовыми, трахиандезитовыми порфиритами и их туфами. Покровы эффузивов большей частью маломощные (1–10 м), лишь в отдельных случаях мощность их достигает 40–50 м; мощности прослоев и линз туфов колеблются от 1–2 до 11–12 м. Внизу прослеживается маркирующий горизонт мощностью до 40 м тонкопереслаивающихся (0,2–0,4 м) светло- и зелено-серых туфогенных песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, аргиллитов. Северо-западнее гор Аркалды, в горах Балтабай, наиболее распространены миндалекаменные базальтовые и андезит-базальтовые порфириты, реже встречаются андезитовые порфириты и туфы среднего состава.

Верхняя половина толщи состоит из слоистых туфогенно-терригенных отложений: светло- до зелено-серых кремнистых сланцев, кремнисто-глинистых туффитов, часто яшмовидных, пепловых туфов, туфоалевролитов, серых пелитоморфных известняков, переходящих в известковистые алевролиты (внизу), серо-лиловых, красно-бурых, зелено-серых разнотерригенных полимиктовых и туфогенных песчаников с прослоями алевролитов и туффитов (средняя часть) и монотонных лилово-серых гравелитов, конгломератов и туфоконгломератов (вверху). Мощность слоев (кроме грубообломочных) варьирует от 0,1–0,5 и 1–2 до 10 м, в редких случаях до 40 м. Мощность всей толщи достигает 1500 м. В верхней осадочной части встречаются отпечатки растений^{58*}, известные в отложениях верхнего карбона – нижней перми.

Отложения, параллелизуемые нами с колдарской свитой, с крупным несогласием перекрываются почти не дислоцированными вулканогенными образованиями перми. В основании выделяется толща мощностью 300 м, состоящая из лилово-бурых, коричневых и кирпично-красных туфов, игнимбритов и эффузивов преимущественно трахилипаритового состава. Мощность отдельных линз варьирует от 3–5 до 30–40 м; туфы и игнимбриты преобладают над лавами и образуют линзы длиной от нескольких до 200–300 м. Покровы эффузивов более выдержанные, они протягиваются на расстоянии от нескольких десятков до 500–700 м. Условно эту толщу можно сопоставить с кызылкийинской свитой верхов нижней перми. На нее ложатся темно-серые до черных и серо-зеленые массивные базальтовые и андезитовые порфириты; в незначительном количестве встречаются туфы порфиритов псаммитовой размерности. Мощности покровов и слоев туфов изменяются от 7 до 20 м. Выше появляются и скоро начинают резко преобладать красновато-розовые и лилово-серые трахилипаритовые и липаритовые порфиры, ортофиры и их туфы, содержащие редкие прослои зелено-серых туфопесчаников. Кислые эффузивы образуют

покровы мощностью от 4 до 50 м; мощность туфовых прослоев варьирует от 5 до 30 м. Встречаются дайки альбитизированных гранит-порфиров, часть из которых служила подводящими каналами покровов (либо силлов). Видимая мощность всей верхней толщи, отнесенной с известной долей условности к верхней перми, достигает 800 м.

Таким образом, как видно из рис. 55 и приведенного описания, главные эпохи вулканической деятельности по разные стороны от разлома в целом примерно совпадали между собой, но характер конкретных разрезов достаточно отличен. Наиболее существенно меняются мощности и состав (химизм) вулканогенных образований разновозрастных толщ, а также интенсивность (в какой-то мере и время) отдельных вулканических вспышек. К западу от разлома разрезы стратиграфически более полные, гораздо более мощные и характеризуются более основным вулканизмом. Так, суммарная мощность толщ, накопившихся в западном крыле в интервале средний визе – средний карбон, достигает почти 2500 м, причем в их строении преобладающую роль играют грубообломочные терригенные отложения, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются вулканиты среднего – основного состава. В восточном крыле приблизительно за тот же промежуток времени возникла целиком вулканогенная толща среднего – кислого состава мощностью немногим более 1000 м. Разрез среднего – верхнего карбона на западе отличается своей пестротой, заметным участием пород смешанного (вулканогенно-осадочного) происхождения и незначительным развитием в верхах кислого вулканизма; мощность его превышает 2200 м. На востоке ему соответствует (наиболее вероятно, только верхним двум третям) существенно вулканогенная толща мощностью 650–1000 м, в которой повсеместно встречаются пирокласты и эффузивы трахилипаритового и липаритового состава. В течение позднего карбона – первой половины ранней перми в обоих крыльях образовались примерно равные по мощности толщи – 1800 м на западе и 1500 м на востоке, но на западе накопление началось, по-видимому, немного раньше и сформировалась кызылжальская толща, аналогов которой в восточном крыле нет.

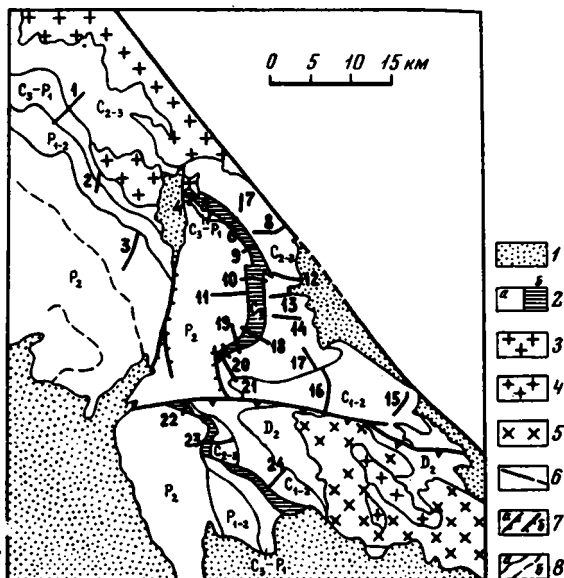
В колдарское время вулканическая деятельность по разные стороны от Чингизского сдвига происходила не синхронно; к западу от него почти нет пирокластиков и эффузивы имеют выдержанный более основной состав (преимущественно трещинные излияния в отличие от извержений большей частью центрального типа на востоке). Но осадконакопление шло в обоих крыльях в довольно близких условиях. Сильно разнятся мощности отложений верхов нижней перми: в западном крыле в среднем 1300 м, в восточном – 300 м. Кроме того, на западе помимо проявлений трахилипаритового вулканизма в изобилии встречаются вулканические продукты более среднего (вплоть до трахиандезитового) состава, особенно многочисленные в нижней части кызылкинской свиты. Вероятно, вулканическая активность во второй половине ранней перми началась в восточном крыле значительно позже, чем в западном, где-нибудь в конце кызылкинского времени. Об этом свидетельствует отмечающееся на востоке резкое несогласие в основании кислой толщи верхов нижней перми. На западе такое несогласие характерно только для вышележащих образований (верхняя часть верхней перми), где они представлены почти исключительно одними лавами основного состава. К востоку от Чингизского сдвига среди них намного больше (особенно в видимых верхах разреза) вулканитов щелочно-кислого состава. В западном крыле видимая мощность верхнепермской толщи порядка 1200 м, а в восточном – около 800 м. Наконец, самые молодые породы вулканогенного комплекса – дацитовые и трахитовые порфиры верхней перми – нижнего триаса (?) к востоку от разлома не известны.

В силу условий обнаженности нет возможности более детально проанализировать степень изменения разновозрастных толщ с приближением к Чингизскому разлому и при переходе через него. Тем не менее огромная разница в строении крыльев не вызывает сомнений. Она выражается и в скачкообразном уменьшении мощности (в два раза) всего разреза с запада на восток, и в довольно резкой смене характера вулканизма. Примером может служить керегетасская свита, которая в западном крыле обнажается вдоль разлома на значительном расстоянии (55 км), очень мало изменяясь по простиранию (см. разрезы 1, 7, 8, 12–14 на рис. 60).

Рис. 56. Схема расположения разрезов среднего – верхнего палеозоя в восточной части Бериктасской впадины

1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнепалеозойские отложения (а), в том числе маркирующая толща (б); 3 – пермские – раннетриасовые (?) граниты Батпакского массива; 4,5 – Ушбулакский интрузивный массив: 4 – позднекаменноугольные – пермские граниты, 5 – раннекаменноугольные гранодиориты; 6 – Чингизской зоны; надвиги (а) и сбросы (б); 8 – геологические границы (а) и линии простираний (б).

Цифрами обозначены разрезы, приведенные на рисунках 59–61, 64. Разрезы составлены по данным: 1 – А.К.Мясникова и др.; 2, 3, 11, 13–18, 20 – Р.С.Качурина и др. (3, 11, 16 – 18 – с дополнениями автора); 5–8, 10, 12 – А.Ф.Степаненко и др. (10, 12 – с дополнениями автора); 4, 9, 19, 21–23 – С.Г.Самыгина; 24 – В.В.Ковалевой и А.А.Розенкранца с дополнениями автора



Значительно отличается разрез, сохранившийся вблизи разлома к востоку от него (район среднего течения р.Жанабек, см. рис. 55). Большую роль здесь играют чисто местный вулканизм трахилипаритового, липаритового, трахитового состава (лавы, туфы, игнимбриты, субвулканические тела) и продукты его размыва (буро-фиолетовые конгломераты, песчаники, алёвролиты). Только отдельные горизонты и линзы табачно-зеленовато- и лилово-серых средне- и крупнообломочных кристаллолитокластических туфов трахидацитового и более среднего состава, а также прослой светло-серых мелкообломочных пепловых туфов и туффитов, которые ничем не отличаются от аналогичных образований в другом крыле, были связаны с вулканическими центрами, расположенными к западу от разлома, где во вторую половину керегетасской эпохи накапливались мощные толщи отмеченных пирокластов.

Перечисленные отличия в строении крыльев обусловлены, очевидно, существованием разлома со средневизейского времени на протяжении всего позднего палеозоя. К западу и востоку от него формировались вполне самостоятельные тектоно-вулканические депрессии: на востоке – Аркалдинская, на западе – Бериктасская (см. рис. 3 и 54). Последняя вблизи разлома осложнена двумя довольно крупными структурами – Ушбулакской брахиантиклиналью и Кызылджальской мульдой (рис. 56), особенности развития которых связаны с горизонтальными движениями вдоль линии нарушения.

ПРИСДВИГОВЫЕ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Ушбулакская брахиантиклиналь

Ушбулакская брахиантиклиналь вскрывается по северному краю Алакольской впадины примерно в 50 км к запад-северо-западу от г.Урджар. В ядре ее выходят вулканогенно-осадочные отложения нижнего – среднего девона, прорванные гранитоидами раннекаменноугольного (балхашского) комплекса и более поздними лейкократовыми до аляскитовых гранитами. Крылья сложены породами каркара-

линской и калмакэмельской свит. Антиклиналь погружается в западном направлении, причем ось ее с удалением от Чингизского сдвига постепенно меняет простирание от запад-северо-западного до широтного. Наибольшая ширина ядерной части достигает вблизи разлома 13–14 км, протяженность ее 45 км. Западное окончание довольно резко сужается на расстоянии последних 15–17 км.

Геологическое строение. В поперечном сечении антиклиналь асимметрична. Слоистые породы ядра дислоцированы наиболее сложно; они смяты в серию складок разных порядков, в целом согласных с общим простиранием структуры и слабо вергентных в северном направлении. Складчатость сопровождается продольными и диагональными разрывами и сильно нарушена интрузиями.

Сводовая часть структуры надвинута на северное крыло по нескольким отходящим от главного сместителя Чингизского сдвига разломам (рис. 57). Наиболее четко выражен в этой группе субширотный Байгожинский разлом (см. также рис. 9), затухающий в западном направлении, где его линия в плане слегка выгнута на север. Он сравнительно прямолинеен и местами выражен в рельефе небольшими депрессионными формами либо сильно денудированным несколькометровым уступом, у которого поднято южное крыло. Вдоль разлома наблюдается зона довольно интенсивного рассланцевания и милонитизации шириной до 40 м в южном крыле, пронизанная на некоторых участках кварцевыми прожилками, параллельными линии сместителя. Поверхность сместителя круто ($70-80^\circ$) падает на юг. Байгожинский разлом представляет собой взброс, в южном крыле которого развиты оперяющие его субпараллельные разрывы такого же типа. На востоке разлом сменяется серией надвигов, простирание которых с приближением к Чингизскому сдвигу все больше отклоняется к югу. В плане они заметно извилистые и волнистые, плоскости падают на юг и юго-запад под разными, судя по ориентировке рассланцевания, углами.

Породы северного крыла Ушбулакской структуры смяты в несколько складок (см. профили АБ и ВГ, рис. 58) – слабо килевидные синклинали и разделяющие их обычно хуже выраженные гребневидные антиклинали; более крутые южные крылья синклиналей. Синклинали раскрываются на запад; в этом же направлении меняется простирание осей складок от северо-западного до широтного и одновременно утрачиваются черты линейности. Около Чингизского разлома складки запрокинуты на юго-запад. Среди осложняющих складки разрывных нарушений выделяются два основных типа – согласные с простиранием осей надвиги и взбросы и диагональные разрывы с признаками сдвиговых смещений. С удалением от свода Ушбулакской антиклинали складчатость в ее северном крыле заметно затухает. Южное крыло антиклинали построено довольно просто. Там, где оно обнажено, породы в общем моноклинально падают на юго-запад и юг под средними углами. Их залегание нарушается разноориентированными преимущественно крутыми разломами.

В разрезах каркаралинской и калмакэмельской свит северного крыла, описанных в предыдущем разделе главы, обращает внимание обилие грубообломочных терригенных осадков, нередко с примесью туфогенного материала. Они составляют до 45–50% разреза (см. разрезы 15, 16 на рис. 59). Размер обломков колеблется от долей сантиметра до первых метров, окатанность их, как правило, хорошая. Среди них встречаются разнообразные породы: кварцевые диориты и монциты, диориты, гранодиориты, средне- и крупнозернистые биотит-роговообманковые и биотитовые до лейкократовых граниты, гранит-порфиры, микропегматиты, а также туфы альбитофиров, хлорит-серицитовые сланцы, различные эффузивы дацитового редко более основного состава и их туфы, туфобрекчии и туфы, в том числе игнимбритоподобные, липарит-дацитовых порфиров (кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых), туффиты близкого состава, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, микрокварциты. Кластический материал составляет 85–95% объема крупнообломочных разностей. Цементом служат неравномернозернистые полимиктовые и туфогенные песчаники до туффитов, слагающие также и самостоятельные горизонты. Псаммитовые обломки имеют угловатую и полуокатанную форму, количество их составляет 70–90% объема породы. Состав обломков аналогичен составу галек, кроме того, присутствуют обломки кварца,

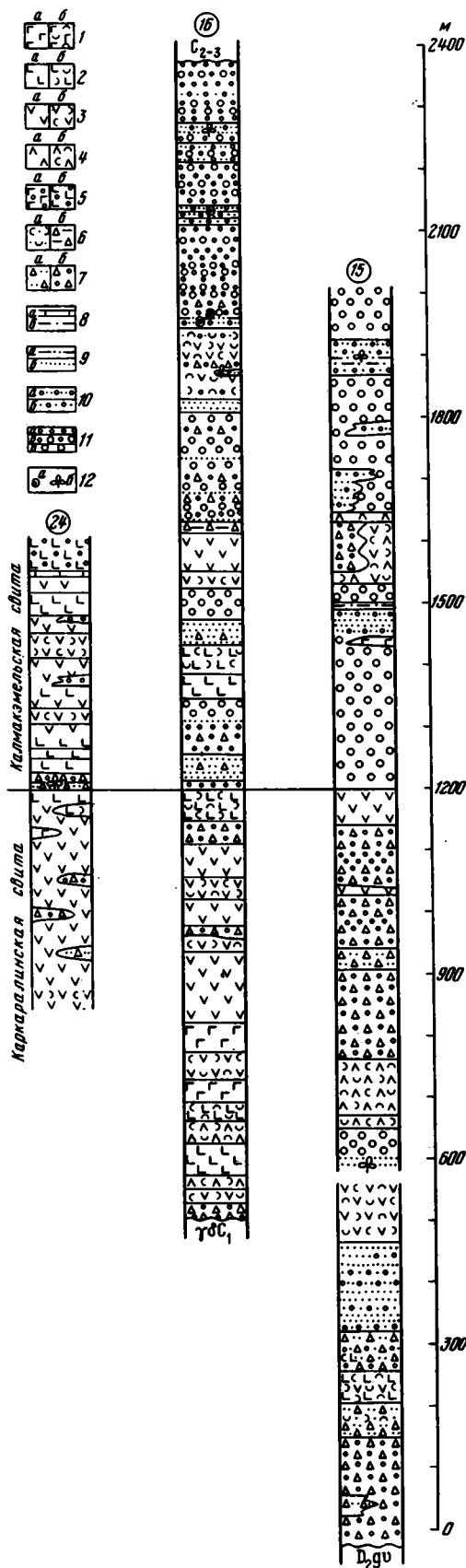
Рис. 59. Разрезы каркаралинской (средний визе - намюр) и калмакэмельской (намюр - средний карбон) свит в районе Ушбулакской брахиантиклинали (местоположение разрезов показано на рис. 56)

1 - базальтовые и диабазовые порфириты (а) и их туфы (б); 2 - андезит-базальтовые, трахиандезит-базальтовые порфириты (а) и их туфы (б); 3 - андезитовые, триахиандезитовые порфириты (а) и их туфы (б); 4 - дацитовые, трахидацитовые порфиры (а) и их туфы (б); 5 - лаво-конгломераты базальтового (а) и андезит-базальтового (б) составов; 6 - туффиты (а) и туфоалевролиты (б); 7 - туфопесчаники (а) и туфоконгломераты (б); 8 - известняки (а), алевролиты и алевропесчаники (б); 9 - песчаники: мелкозернистые (а) и среднезернистые (б); 10 - крупнозернистые песчаники (а) и гравелиты (б); 11 - конгломераты: мелкогалечные (а), среднегалечные (б), крупногалечные и валунные (в); 12 - местонахождение фауны (а) и флоры (б)

измененных плагиоклазов, роговых обманок и пироксенов (редко), пластинки биотита. Цементирующая масса представлена хлоритом, серицитом, эпидот-цойзитовым агрегатом, в туфогенных разностях с примесью пепловых частиц и раскристаллизованного стекла.

В галечном материале ведущую роль по всему разрезу играют интрузивные образования, часто залегающие, особенно в калмакэмельской свите, в виде прекрасно окатанных валунов диаметром от 30-50 до 80 см. Обломки гранитоидов встречаются и среди чисто пирокластических накоплений (ксенотуфов). Размеры обломков свидетельствуют о близости источников сноса, а их хорошая окатанность обусловлена, очевидно, отложением в прибрежной зоне мелководного бассейна (временами морского, с фауной брахиопод) и многократным переносом галечника вдоль побережья.

Источником интрузивной гальки служил балхашский комплекс Ушбулакского массива. Становление комплекса



рей всего в начале раннего карбона. О верхнем возрастном пределе свидетельствует сохранившееся местами по северному краю массива налегание на нем каркаралинской свиты. Базальный горизонт ее представлен крупногалечными и валунными туфоконгломератами с глыбами и валунами порфиритов и главным образом подстилающих гранитоидов. Последние почти не окатаны, имеют изометричные очертания и достигают размеров более 1 м в поперечнике. Все интрузивные разности комплекса встречаются в гальке вышележащих отложений среднего визе — среднего карбона¹, причем количественные соотношения между ними в общих чертах сохраняются и среди обломочного материала.

Наиболее распространены в массиве гранодиориты, которые через биотитовые и биотит-роговообманковые граниты связаны постепенным переходом со средне-крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Последних довольно мало, гораздо реже они попадаются и в обломках. В краевых частях массива широко развиты гибридные породы очень непостоянного состава типа кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов, диоритов и кварцевых габбро (немного). Кварцевые диориты и монзониты преобладают и в интрузивной гальке. Наконец, массив сопровождается довольно мощной (1–2 км) зоной экзоконтактового метаморфизма, в пределах которой, например, девонские эффузивы среднего и основного состава превращены в массивные и полосчатые биотитовые роговики. Подобных роговиков много среди кластического материала. Вообще в гальке отмечаются также почти все другие представители девонских пород из ядра Ушбулакской антиклинали²; для них характерны специфические зелено-серые расцветки.

В разрезе среднего визе — среднего карбона северного крыла антиклинали породы вулканического происхождения наиболее многочисленны в каркаралинской свите, где они распространены, однако, далеко не повсеместно. На отдельных участках они составляют до 80% мощности свиты, как, например, в районе левого и отчасти правого берега р. Каракол (см. рис. 59, разрез 16). По простираанию каркаралинской свиты к востоку и западу от района р. Каракол вулканогенные породы постепенно почти полностью исчезают (см. рис. 57). Так, в разрезе 15 их суммарная мощность сокращается до 25% разреза. Они замещаются продуктами собственного размыва (пачками вулканомиктовых и туфогенных пород) с примесью постороннего терригенного материала.

В калмакэмельской свите вулканические образования играют еще меньшую роль, чем в каркаралинской; их общая максимальная мощность составляет не более 20% разреза. В районе р. Каракол обнажается большое количество, особенно среди пород каркаралинской свиты, субвулканических тел (см. рис. 57). Эти тела сложены трахиандезитовыми, реже андезитовыми порфиритами, имеют на поверхности весьма прихотливые очертания, различные размеры и отчетливо интрузивные контакты, часто согласные со слоистостью. По-видимому, в какой-то мере они комагматичны туфам и эффузивам калмакэмельской свиты, но частично являются, несомненно, и более молодыми, так как местами прорывают самые низы керегетасской свиты. По р. Каракол вскрываются, кроме того, небольшие гипабис-

¹По данным Р.С. Качурина и других, полученным в 1969 г., определения абсолютного возраста по роговой обманке трех проб из галек конгломератов в верхах калмакэмельской свиты дали $335-338 \pm 10-15$ млн. лет, что достаточно хорошо согласуется с радиологическим возрастом самого Ушбулакского массива (см. табл. 6).

²Видимо, с переывом живетских отложений, также иногда содержащих интрузивную гальку, связано появление среди обломков конгломератов более древних магматических образований. Согласно В.Е. Гендлеру и Т.П. Семеновой (1962), абсолютный возраст по биотиту кварцевого диорита из гальки в северном крыле Ушбулакской брахиантиклинали равен 398 млн. лет, что соответствует (Афанасьев и др., 1964) раннему девону.

роятно, к средне-позднекаменноугольному (или позднекаменноугольному) интрузивному комплексу. Восточнее и западнее района максимальной концентрации, совпадающего в целом с ареалом каркаралинского вулканизма, субвулканические тела встречаются редко и пространственно тяготеют к Байгожинской группе надыгов и взбросов.

Характер залегания немногочисленных горизонтов вулканогенных пород в калмакэмельской свите близок к таковому нижележащих вулканитов. Обломки последних появляются среди калмакэмельских полимиктовых осадков в виде гальки бурых эффузивов, реже туфов основного и среднего состава, красноцветных флюидальных туфолов дацитовых порфиров, туффитов, а также туфогравелитов. Другими отличиями калмакэмельской свиты от каркаралинской являются в целом лучшая окатанность обломков (причем гранитоидов становится еще больше) в осадочных толщах и крайне незначительное участие в их цементе туфового материала.

В северном крыле Ушбулакской антиклинали мощность отложений среднего визе – среднего карбона в западном направлении и с приближением к сводовым частям структуры резко сокращается. Если в разрезе 15 мощность каркаралинской свиты (калмакэмельская здесь сохранилась неполностью) равна 1200 м, то в разрезе 16 она уменьшается до 700 м, а в районе периклинального замыкания (к востоку от гор Байгожа) составляет приблизительно 300–400 м (точнее мощность определить трудно из-за сильной дислоцированности толщи). Калмакэмельская свита к западу от р. Каракол вообще выпадает из разреза, и в месте погружения антиклинальной структуры керегетасская свита залегает непосредственно на каркаралинской.

Отсюда в юго-восточном направлении в разрезе каркаралинской свиты все в большем количестве появляются андезитовые порфириты. Грубообломочные осадки быстро исчезают, и свита на южном крыле становится вулканогенной. О строении ее верхней части видимой мощностью более 300 м дает представление разрез 24 (см. рис. 59), который сложен серыми, темно-серыми андезитовыми, реже андезит-базальтовыми и базальтовыми порфиритами с небольшими линзами туфов и туфогравелитов.

В южном крыле снова появляется калмакэмельская свита (точнее, параллелизуемые с нею образования), но характер разреза сильно меняется (см. разрез 24, неполная мощность свиты здесь более 400 м). Преимущественным развитием пользуются темно- и зеленовато-серые, иногда зеленовато-фиолетовые андезит-базальтовые порфириты, часто миндалекаменные и нередко с шаровой отдельностью, меньше лавы андезитового состава. Эффузивы образуют покровы мощностью 10–30 м, которые иногда переслаиваются с линзами пирокластов мощностью от 1 до 10–15 м, среди которых встречаются темные мелкоосколочные туфы основного состава и гораздо чаще пепловые до грубообломочных серые туфы (и туффиты) андезитового и андезит-дацитового состава. Осадочные породы слагают немногочисленные маломощные (от 0,5 до 3–5 м) прослои и представлены желтоватыми и серыми песчаниками, зеленовато-серыми и темными глинистыми сланцами, черными известняками, которые в составе небольших (мощностью 10–15 м) пачек часто чередуются между собой. В песчаниках кластический материал полуокатан и составляет до 60% породы; в обломках отмечаются биотитовые роговики, кремнистые и серицит-кремнистые породы, андезит-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты. Цемент карбонатный, причем песчаники через известковистые песчаники связаны переходами с известняками. Местами в песчаниках присутствует примесь туфового материала. К северо-западу от разреза 24 начинают попадаться отдельные линзы мелкогалечных конгломератов, которые отличаются от песчаников лишь размерами обломков и гораздо худшей их сортировкой (преобладают различные эффузивы). Ближе к периклинали в видимых верхах толщи среди основных лав встречаются в лавоконгломератах окатанные валуны порфиритов.

Таким образом, в южном крыле Ушбулакской брахиантиклинали образования, сопоставляемые с толщами среднего визе – среднего карбона северного крыла, представлены почти целиком продуктами вулканической деятельности основного и среднего состава, которая отличалась крайне незначительной, особенно по сравне-

произошло в интервале времени после живетского века и до среднего визе, скорей всего в начале раннего карбона. О верхнем возрастном пределе свидетельствует сохранившееся местами по северному краю массива налегание на нем каркаралинской свиты. Базальный горизонт ее представлен крупногальчными и валунными туфоконгломератами с глыбами и валунами порфиритов и главным образом подстилающих гранитоидов. Последние почти не окатаны, имеют изометричные очертания и достигают размеров более 1 м в поперечнике. Все интрузивные разности комплекса встречаются в гальке вышележащих отложений среднего визе – среднего карбона¹, причем количественные соотношения между ними в общих чертах сохраняются и среди обломочного материала.

Наиболее распространены в массиве гранодиориты, которые через биотитовые и биотит–роговообманковые граниты связаны постепенным переходом со средне-крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Последних довольно мало, гораздо реже они попадают и в обломках. В краевых частях массива широко развиты гибридные породы очень непостоянного состава типа кварцевых диоритов, кварцевых монцонитов, диоритов и кварцевых габбро (немного). Кварцевые диориты и монцониты преобладают и в интрузивной гальке. Наконец, массив сопровождается довольно мощной (1–2 км) зоной экзоконтактового метаморфизма, в пределах которой, например, девонские эффузивы среднего и основного состава превращены в массивные и полосчатые биотитовые роговики. Подобных роговиков много среди кластического материала. Вообще в гальке отмечаются также почти все другие представители девонских пород из ядра Ушбулакской антиклинали²; для них характерны специфические зелено–серые расцветки.

В разрезе среднего визе – среднего карбона северного крыла антиклинали породы вулканического происхождения наиболее многочисленны в каркаралинской свите, где они распространены, однако, далеко не повсеместно. На отдельных участках они составляют до 80% мощности свиты, как, например, в районе левого и отчасти правого берега р. Каракол (см. рис. 59, разрез 16). По простиранию каркаралинской свиты к востоку и западу от района р. Каракол вулканогенные породы постепенно почти полностью исчезают (см. рис. 57). Так, в разрезе 15 их суммарная мощность сокращается до 25% разреза. Они замещаются продуктами собственного размыва (пачками вулканомиктовых и туфогенных пород) с примесью стороннего терригенного материала.

В калмакэмельской свите вулканические образования играют еще меньшую роль, чем в каркаралинской; их общая максимальная мощность составляет не более 20% разреза. В районе р. Каракол обнажается большое количество, особенно среди пород каркаралинской свиты, субвулканических тел (см. рис. 57). Эти тела сложены трахиандезитовыми, реже андезитовыми порфиритами, имеют на поверхности весьма прихотливые очертания, различные размеры и отчетливо интрузивные контакты, часто согласные со слоистостью. По-видимому, в какой-то мере они комагматичны туфам и эффузивам калмакэмельской свиты, но частично являются, несомненно, и более молодыми, так как местами прорывают самые низы керегетасской свиты. По р. Каракол вскрываются, кроме того, небольшие гипабис-

¹ По данным Р.С. Качурина и других, полученным в 1969 г., определения абсолютного возраста по роговой обманке трех проб из галек конгломератов в верхах калмакэмельской свиты дали $335-338 \pm 10-15$ млн. лет, что достаточно хорошо согласуется с радиологическим возрастом самого Ушбулакского массива (см. табл. 6).

² Видимо, с перемывом живетских отложений, также иногда содержащих интрузивную гальку, связано появление среди обломков конгломератов более древних магматических образований. Согласно В.Е. Гендлеру и Т.П. Семеновой (1962), абсолютный возраст по биотиту кварцевого диорита из гальки в северном крыле Ушбулакской брахиантиклинали равен 398 млн. лет, что соответствует (Афанасьев и др., 1964) раннему девону.

сальные массивчики более поздних диоритов и гранодиоритов, принадлежавших, вероятно, к средне-позднекаменноугольному (или позднекаменноугольному) интрузивному комплексу. Восточнее и западнее района максимальной концентрации, совпадающего в целом с ареалом каркаралинского вулканизма, субвулканические тела встречаются редко и пространственно тяготеют к Байгожинской группе надвигов и взбросов.

Характер залегания немногочисленных горизонтов вулканогенных пород в калмакэмельской свите близок к таковому нижележащих вулканитов. Обломки последних появляются среди калмакэмельских полимиктовых осадков в виде гальки бурых эффузивов, реже туфов основного и среднего состава, красноцветных флюидальных туфолав дацитовых порфиров, туффитов, а также туфогравелитов. Другими отличиями калмакэмельской свиты от каркаралинской являются в целом лучшая окатанность обломков (причем гранитоидов становится еще больше) в осадочных толщах и крайне незначительное участие в их цементе туфового материала.

В северном крыле Ушбулакской антиклинали мощность отложений среднего ви́зе – среднего карбона в западном направлении и с приближением к сводовым частям структуры резко сокращается. Если в разрезе 15 мощность каркаралинской свиты (калмакэмельская здесь сохранилась неполностью) равна 1200 м, то в разрезе 16 она уменьшается до 700 м, а в районе периклиналиного замыкания (к востоку от гор Байгожа) составляет приблизительно 300–400 м (точнее мощность определить трудно из-за сильной дислоцированности толщи). Калмакэмельская свита к западу от р. Каракол вообще выпадает из разреза, и в месте погружения антиклинальной структуры керегетасская свита залегает непосредственно на каркаралинской.

Отсюда в юго-восточном направлении в разрезе каркаралинской свиты все в большем количестве появляются андезитовые порфириты. Грубообломочные осадки быстро исчезают, и свита на южном крыле становится вулканогенной. О строении ее верхней части видимой мощностью более 300 м дает представление разрез 24 (см. рис. 59), который сложен серыми, темно-серыми андезитовыми, реже андезит-базальтовыми и базальтовыми порфиритами с небольшими линзами туфов и туфогравелитов.

В южном крыле снова появляется калмакэмельская свита (точнее, параллелизуемые с нею образования), но характер разреза сильно меняется (см. разрез 24, неполная мощность свиты здесь более 400 м). Преимущественным развитием пользуются темно- и зеленовато-серые, иногда зеленовато-фиолетовые андезит-базальтовые порфириты, часто миндалекаменные и нередко с шаровой отдельностью, меньше лавы андезитового состава. Эффузивы образуют покровы мощностью 10–30 м, которые иногда переслаиваются с линзами пирокластов мощностью от 1 до 10–15 м, среди которых встречаются темные мелкоосколочные туфы основного состава и гораздо чаще пепловые до грубообломочных серые туфы (и туффиты) андезитового и андезит-дацитового состава. Осадочные породы слагают немногочисленные маломощные (от 0,5 до 3–5 м) прослои и представлены желтоватыми и серыми песчаниками, зеленовато-серыми и темными глинистыми сланцами, черными известняками, которые в составе небольших (мощностью 10–15 м) пачек часто чередуются между собой. В песчаниках кластический материал полукатан и составляет до 60% породы; в обломках отмечаются биотитовые роговики, кремнистые и серицит-кремнистые породы, андезит-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты. Цемент карбонатный, причем песчаники через известковистые песчаники связаны переходами с известняками. Местами в песчаниках присутствует примесь туфового материала. К северо-западу от разреза 24 начинают попадаться отдельные линзы мелкогалечных конгломератов, которые отличаются от песчаников лишь размерами обломков и гораздо худшей их сортировкой (преобладают различные эффузивы). Ближе к периклинали в видимых верхах толщи среди основных лав встречаются в лавоконгломератах окатанные валуны порфиритов.

Таким образом, в южном крыле Ушбулакской брахиантиклинали образования, сопоставляемые с толщами среднего ви́зе – среднего карбона северного крыла, представлены почти целиком продуктами вулканической деятельности основного и среднего состава, которая отличалась крайне незначительной, особенно по сравне-

нию с северным крылом, ролью местных эксплозивных процессов (часть пирокластического материала, очевидно более тонкого, была принесена с севера). Другой отличительной особенностью является практически полное отсутствие грубообломочного терригенного материала, который в небольшом количестве появляется лишь вблизи периклинального замыкания структуры (с приближением к ее своду) и состоит в основном из подстилающих и вмещающих вулканогенных пород. Для осадочных пород южного крыла характерно присутствие известняков и глинистых сланцев, а также появление карбонатного материала в цементе полимиктовых песчаников.

Особенности развития. Анализ публикуемого материала позволяет заключить о конседиментационном существовании Ушбулакской брахиантиклинали в качестве присдвиговой структуры. Со среднего визе до начала среднего карбона включительно брахиантиклиналь представляла устойчивое поднятие, служившее источником сноса большого количества обломочного материала и обусловившее резкие различия в составе и мощностях накопившихся по разные стороны от него толщ. В поперечном сечении поднятие было асимметричным, с крутым северным склоном, весь обломочный материал с которого сносился на север. С самого начала в сфере размыва здесь оказались глубинные породы – гранитоиды балхашского комплекса, явившиеся основным поставщиком обломков в калмакэмельское время. Столь интенсивный длительный размыв северного борта происходил за счет постоянного его воздымания, носившего, однако, импульсивный характер, о чем свидетельствует чередование грубообломочных разностей с прослоями тонкообломочных и горизонтами стерильных от аллохтонного терригенного материала вулканических продуктов. С течением времени поднятие разрасталось в северном направлении и перебиву стали подвергаться более древние породы из его подножия (каркаралинская свита).

Автор предполагает, что большая южная часть Ушбулакского поднятия представляла собой пологий и довольно протяженный склон, на что указывает характер осадков к югу от него (в целом небольшое количество обломков, их малый размер и хорошая отсортированность, наличие карбонатного материала в цементе, присутствие известняков, глинистых сланцев и т.д.). Судя по составу принесенных с севера обломков, склон был эродирован относительно слабо: раннекаменноугольные гранитоиды еще не были вскрыты и размыву подверглись лишь контактово-метаморфизованные породы их кровли. Причем размыв южного склона происходил в течение редких очень кратковременных промежутков, и то, по-видимому, только в калмакэмельское время, когда усилился размыв и северного борта. Отсутствие терригенного материала в интервалах между вулканическими извержениями компенсировалось карбонатным и глинистым осадконакоплением.

Резко выраженную асимметрию в строении Ушбулакского поднятия лучше всего можно объяснить, связав его возникновение и дальнейшее развитие (в условиях мелководья) с явлением надвигания блока более древних пород в северном направлении вдоль Чингизского сдвига. При этом северный борт блока все время (но с разной скоростью) выдвигался в сферу размыва и подвергался довольно быстрому разрушению, благодаря чему к северу от него накапливались мощные грубообломочные толщи. Разрушению подвергалась сравнительно небольшая только фронтальная (лобовая) часть надвигавшегося блока, обращенная уступом на север. В яном случае кластический материал, в частности интрузивный, неизбежно попадал бы и на южный склон.

С надвиганием можно увязать и наблюдающиеся различия в вулканизме по обе стороны от поднятия. В северном крыле, испытывавшем преобладающее сжатие, вулканизм проявлялся спорадически, крайне неравномерно по площади и во времени, с преобладанием эксплозивных процессов. Вулканические продукты имеют более кислый и щелочной по сравнению с породами южного крыла состав – часто встречаются образования трахиандезитового, дацитового, трахиандезит-базальтового рядов. В калмакэмельское время получила развитие субвулканическая фация; субвулканические тела кристаллизовались в небольших закрытых камерах и имеют весьма выдержанный однородный (в основном трахиандезитовый, реже андезитовый) состав, что связано с быстрым одноактным поступлением расплава. При заполнении

основной камеры одновременно происходило отслоение кровли (возможно, в результате складчатости) и возникали многообразные, часто послойные ответвления субвулканических тел. Подводящими путями могли служить оперяющие надвиговую систему разрывы, по которым магма импульсивно выжималась из более глубокого очага.

Не исключено, что существует определенная временная взаимосвязь в соотношениях вулканогенных и терригенных пород: когда начиналось или усиливалось надвигание, то подводящие каналы закрывались и одновременно резко увеличилось разрушение выдвигавшегося блока, а когда надвигание на какое-то время прекращалось или ослабевало, то вулканические продукты (по-прежнему в условиях сжатия) выжимались в близповерхностные полости и изливались или выбрасывались на поверхность, синхронно уменьшался размыв лобовых частей поднятия. Подтверждением изложенному лучше всего служит разрез калмакэмельской свиты, в котором заметно возрастает роль грубообломочных полимиктовых осадков, а вулканические процессы затухают; возможно, что большинство субвулканических тел образовалось именно в эту эпоху.

На южном крыле в обстановке постоянного относительного растяжения тыловых частей надвигового блока сформировалась мощная (порядка 800 м) эффузивная толща, почти лишенная пирокластических продуктов. В целом вулканизм здесь несколько более основной, чем на севере. К сожалению, мы не располагаем сведениями о характере подводящих каналов. Тем не менее можно думать, что излияния происходили преимущественно из довольно глубокого магматического очага, на их пути до поверхности не было никаких длительных задержек в промежуточных камерах. В этом заключается коренное отличие от характера вулканизма на севере, хотя питающий очаг был, по всей видимости, один и тот же. Но в северном крыле возникали беспрестанные задержки на самых, вероятно, разных уровнях, что неизбежно сопровождалось ассимиляцией окружающих пород и раскислением расплавов, а также пирокластическими выбросами из приповерхностных вулканических центров.

Влияние Ушбулакского поднятия явно сказалось и в керегетасскую эпоху, особенно в первую ее половину. В керегетасской свите выделяются две неравноценные по объему подсвиты. Мощность верхней не превышает трети всего разреза. Она отличается частым чередованием довольно выдержанных по простиранию туфогенных и туфогенно-осадочных горизонтов, что придает ей отчетливо слоистое строение, и более пестрой окраской пород. В нижней подсвите преобладают бесструктурные поля туфов, и состав ее гораздо изменчивее. Мощность ее с приближением к Ушбулакской антиклинали уменьшается от 1650 м (рис. 60, разрезы 7,8, 12-14, 17) до почти 1100 м (разрез 21), а в районе периклинали составляет всего 550 м. Мощность же верхней подсвиты меняется в этом направлении незначительно — от 580 м (разрезы 14,18) до 490 м (разрез 21) и 340-380 м (периклинали). В южном крыле антиклинали видимая мощность нижней подсвиты равна 350 м, а полная мощность верхней подсвиты здесь 390 м (разрез 23). Далее на юго-восток свита тектонически выклинивается.

В самом начале керегетасского времени с Ушбулакского поднятия продолжался снос обломочного материала. Об этом свидетельствует обильная галька гранитоидов в низах керегетасской свиты северного крыла. Но ее количество сильно меняется по простиранию (ср. разрезы 17 и 21), валунники почти не встречаются, конгломераты средне- и крупногалечные, увеличивается роль гравелитов и разнозернистых песчаников. Кроме того, полимиктовые конгломераты слагают уже отдельные прослои, которые чередуются и фациально замещаются туфогенными разностями, гравийными туффитами, литокластическими ксенотуфами и туфоагломератами андезитового состава (по цементирующей массе). Вверх по разрезу галька гранитоидов постепенно исчезает, и получают распространение типичные вулканические и туфогенные осадки с неокатанными и плохо окатанными продуктами разрушения вмещающих и подстилающих толщ, которые через туффиты связаны переходами с пирокластическими отложениями. Лишь изредка попадаются (например, вверху нижней подсвиты разрезов 8 и 12) галька и валуны чужеродных пород (красноцветные лавы дацитовых порфиров каркаралинского облика).

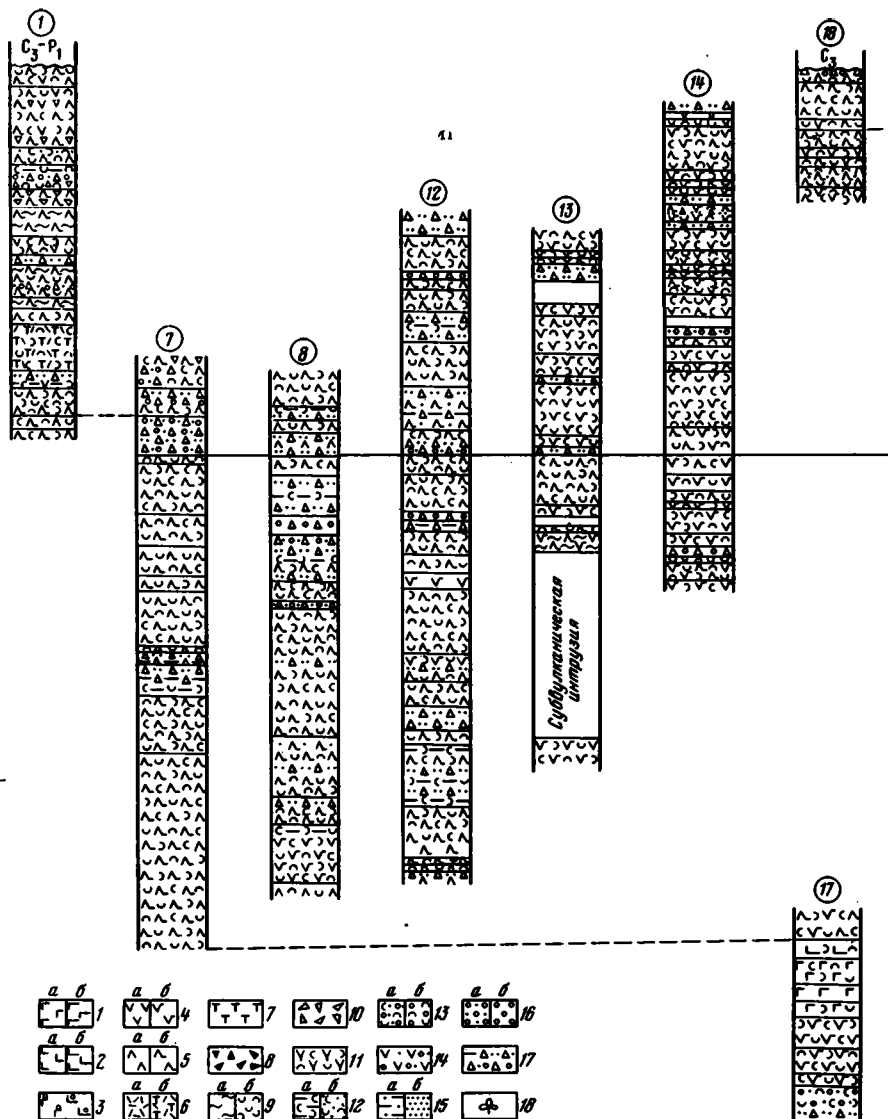
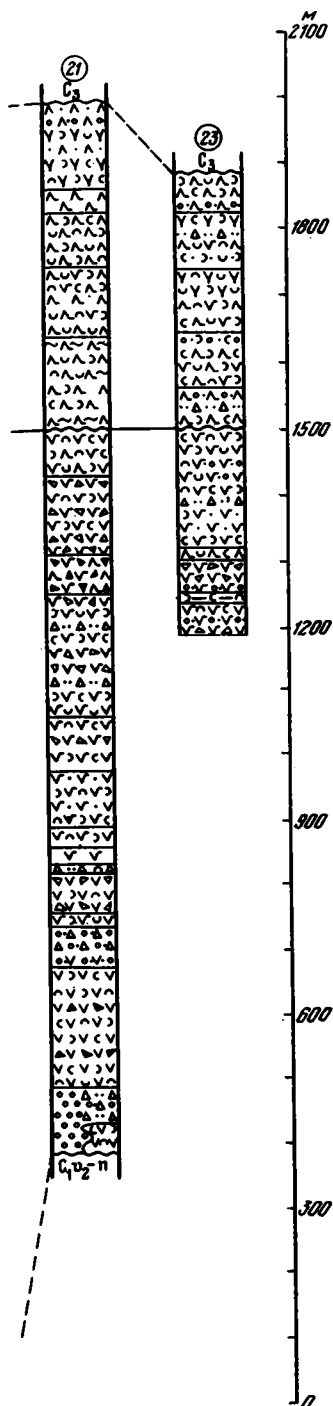


Рис. 60. Разрезы кергетасской свиты (средний - верхний кар-
бон) восточной части Бериктагской впадины

Местоположение разрезов показано на рис. 56. 1 - базальто-
вые (а) и трахибазальтовые (б) порфириты; 2 - андезит-базаль-
товые (а) и трахиандезит-базальтовые (б) порфириты; 3 - мин-
далекаменные эффузивы основного состава; 4 - андезитовые (а)
и трахиандезитовые (б) порфириты; 5 - дацитовые (а) и трахи-
дацитовые (б) порфиры; 6 - липаритовые (а) и трахилипаритовые
(б) порфиры; 7 - трахитовые порфиры; 8-10 - вулканогенно-об-
ломочные породы, состав которых определяется крапом перечис-
ленных (1-7) эффузивов: 8 - лавовые брекчии, 9 - игнимбриты
(а) и туфы (б), 10 - агломератовые туфы и туфобрекчии; 11 -
туфы смешанного состава; 12, 13 - туффиты: 12 - алевритовые
(а) и псаммитовые (б), 13 - гравийные (а) и псеффитовые (б);
14 - туффиты определенного петрографического состава (1-7) и
размерности (12-13); 15 - алевролиты (а) и песчаники (б); 16 -
гравелисты (а) и конгломераты (б); 17 - осадочные породы с
примесью туфового материала определенной размерности (15-16);
18 - местонахождение флоры



Керегетасский вулканизм происходил в наземных условиях и, судя по его составу и характеру, был связан с деятельностью периферийных магматических очагов, по-видимому, весьма многочисленных и извергавших вулканический материал (главным образом в виде туфов) в разные отрезки времени различной продолжительности, чем и обусловлена значительная фациальная изменчивость всей толщи. Один из вулканических центров находился в районе разреза 21, который отличается обилием лавовых и туфовых брекчий, игнимбритоподобных туфов и игнимбритов. С другой стороны, незначительные вариации в химизме вулканических продуктов по площади и в разрезе указывают на примерно одинаковый состав исходных вулканических очагов и на небольшую роль в них процессов дифференциации; преимущественным распространением пользовались очаги (трахи)андезитового и (трахи)дацитового состава. В этом смысле вулканогенные толщи к северу и югу от Ушбулакской антиклинали можно считать однородными, а различия в их строении несущественными (ср. разрезы 21 и 23).

Таким образом, в начале керегетасской эпохи Ушбулакский блок еще служил поставщиком обломочного материала, причем в это время галька и обломки гранитоидов впервые появились к югу от него (точнее, к юго-западу, среди туфоконгломератов и туфоагломератов на правобережье р. Каракол). Очевидно, произошло общее разрастание поднятия и на южном склоне наконец обнажились породы интрузивного комплекса. Их обломки в виде хорошо окатанной мелкой гальки попали даже по другую сторону Чингизского сдвига, где отмечаются наряду с чисто местным кластическим материалом среди туфогенных конгломератов и гравелитов вдоль среднего течения р. Жанабек.

В дальнейшем, когда обширная территория была охвачена интенсивной вулканической деятельностью, влияние Ушбулакского поднятия, утратившего уже геоморфологически выраженную асимметричность, сказалось лишь в закономерном распределении вблизи него мощностей осадочно-вулканогенных толщ. На его склонах, испытывавших воздымания, эти толщи более или менее постоянно частично размывались, а продукты их разрушения переотлагались на большем удалении, увеличивая там мощности разрезов. Так, обломки некоторых выделяющихся своим обликом пород из района составления разреза 21 (лиловых до коричневых флюидалных лав с фельзитовой основной массой, лавовых брекчий и игнимбритов

трахидацитового состава) в большом количестве встречаются в разрезах 12 и 13. Как следствие возле Ушбулакского поднятия внутри нижней подсвиты керегетасской свиты наблюдаются неоднократные следы размыва и местные несогласия. Кроме того, отчетливое несогласие фиксируется здесь в основании верхней подсвиты (см. рис. 60).

Во время накопления верхней подсвиты влияние поднятия резко уменьшилось, а в кызылжальское время практически совсем не чувствуется (ср. разрезы 20, 22, 23 на рис. 61). Ушбулакское поднятие утратило четко выраженную форму, и к

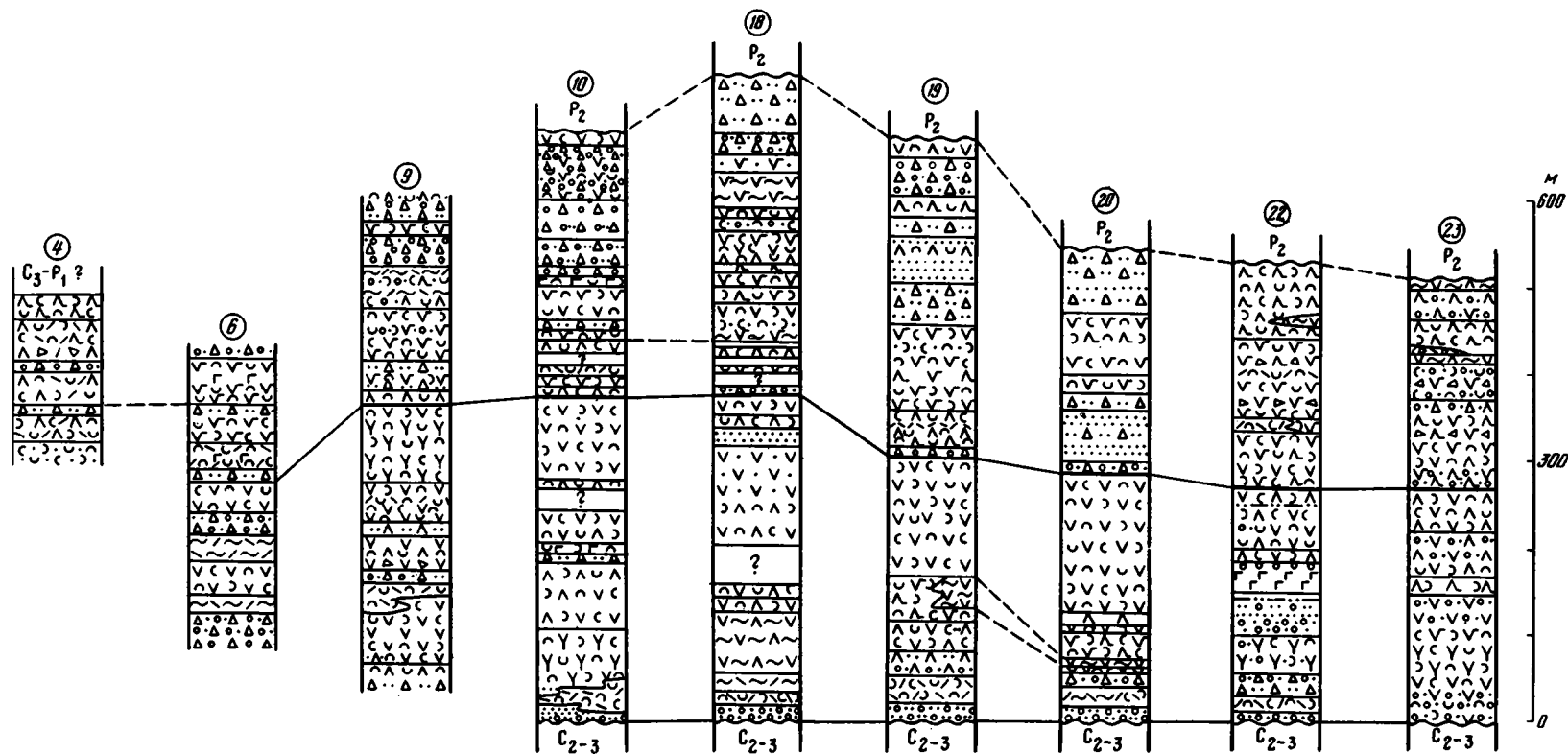


Рис. 61. Разрезы кызылжальской толщи (верхний карбон) района Кызылжальской мулды и Ушбулакской брахиантиклинали (местоположение разрезов показано на рис. 56).

Условные обозначения см. на рис. 60

нему причленились значительные участки как с северной стороны (вплоть до Чингизского разлома), так и с южной. На севере отложения, включая керегетасскую свиту, были дополнительно смяты (основное складкообразование произошло в результате надвигания перед керегетасской эпохой). Вдоль Байгожинского разлома подвижки взбросо-надвигового типа продолжались и после кызылжальского времени. Об этом свидетельствуют аномально крутые углы наклона (до 50°) отложений кызылжальской толщи в его южном крыле (горы Байгожа), а также контактирование по разлому туфоконгломератов каркаралинской свиты (южное крыло) с толщей основных лав верхней перми (см. рис. 57). По разлому имели место и неотектонические подвижки, однако их характер не совсем ясен (возможны подвижки с горизонтальной составляющей вдоль плоскости сместителя).

В послекызылжальское и послеколдарское время произошло осложнение и южного (юго-западного) края разросшегося Ушбулакского поднятия. Возник согласный с простиранием толщ Ушбулакский разлом (см. рис. 9), состоящий из нескольких параллельных оближенных поверхностей, сопровождаемых рассланцеванием и падающих на северо-восток. В лежащем крыле отложения кызылжальской толщи, падающие в целом довольно полого (30°) на юго-запад, вблизи них выкручиваются до $75-90^{\circ}$ и местами приобретают опрокинутое залегание, падая на северо-восток и север под углом 80° . По данным В.В.Ковалевой и А.А.Розенкранца, амплитуда перемещения по Ушбулаковому разлому нарастает к юго-востоку; направление движения может соответствовать либо надвиганию на юг (и юго-запад), либо поддвиганию на север (и северо-восток). Более определенно об этом нарушении ввиду отсутствия подробных сведений сказать в настоящее время ничего нельзя. Скорее всего, его возникновение было автономным, непосредственно не зависящим от движений по Чингизскому сдвигу, и связано особенностям развития толщ Ушбулакского поднятия (на поздних стадиях).

Связь с магматизмом. Формирование Ушбулакской структуры сопровождалось неоднократным внедрением гранитных расплавов в ее сводовую и северную части. Становление раннекаменноугольного (балхашского) комплекса гранитоидов было приурочено, по всей видимости, к наиболее ранним стадиям образования поднятия и происходило достаточно длительно (комплекс многофазный). Для него чрезвычайно характерно широкое развитие процессов контаминации, обилие ксенолитов и шпиров. Вдоль северо-западных границ массива возникли инъекционные гнейсы с многочисленными внедрениями гранитного материала; ширина зоны мигматизации 100-300 м.

Очень близкие по составу к балхашским диориты и гранодиориты внедрились еще в средне-позднекаменноугольное время; они в виде небольших тел прорывают основание керегетасской свиты в северном крыле Ушбулакской антиклинали, на основании чего многие исследователи определяют возраст всего массива гранитоидов (Гендлер, Семенова, 1962; и др.). Такому мнению противоречит факт трансгрессивного перекрытия северного края массива туфоконгломератами каркаралинской свиты. Наконец, в центральную часть Ушбулакского массива в интервале конец карбона - пермь произошло внедрение наиболее позднего интрузивного комплекса. Этот комплекс сложен преимущественно равномернозернистыми аляскитовыми гранитами, сменяющимися по краям мелкозернистыми порфировидными и аплитовидными лейкократовыми гранитами. В плане они образуют вытянутое в северо-западном направлении узкое тело ($2,5 \times 14$ км). Явления ассимиляции окружающих образований отсутствуют.

Следовательно, воздымание Ушбулакского асимметричного поднятия, обусловленное надвиганием ограниченного блока горных пород на север, сопровождалось неоднократным нагнетанием магматических масс в его сводовую часть. Это происходило в обстановке сжатия, вызванной перемещением западного крыла Чингизского сдвига на северо-запад, на что указывает явно приразломный (при-сдвиговый) характер длительной формирувавшейся антиклинальной структуры (исчезающей с удалением от разлома) и ее пространственная ориентировка. Наибольшие сжимающие усилия действовали горизонтально в субмеридиональном направлении. Ушбулакский блок надвигался вдоль сдвига в направлении, противоположном общей вергентности структур орогенного комплекса, развитых по северо-восточной окра-

ине Джунгаро-Балхашской складчатой области. К северо-западу от блока явления надвигания имели место в сторону внутренних частей последней, т.е. к югу и к юг-юго-западу (см. I главу).

Кызылжальская грабенообразная мульда

Кызылжальская мульда расположена к северу от Ушбулакской брахиантиклинали. В ее строении принимают участие образования позднекаменноугольного и пермского возраста. Мульда вытянута в долготном направлении. На западе субмеридиональным Айским сбросом (точнее, группой сбросов) она отделяется от обширной Бериктасской вулканической впадины, имеющей изометричные очертания. На севере и востоке ее естественной границей служат выходы кызылжальской толщи. Длина мульды 25-26 км, ширина изменяется от 7-8 (на юге) до 12-12,5 км. Форма в поперечном сечении очень простая: вдоль восточного крыла породы падают в основном под углами $30-40^{\circ}$, выходясь в северном крыле до 20° , а в ядре залегают почти горизонтально или слабо наклонены (в восточной части) на запад ($10-20^{\circ}$); западный борт как поверхностная пликативная структура отсутствует, здесь развита зона крутых разломов (см. рис. 57 и 58, профили ДЕЖ и ЕЗ), по-видимому, на глубине переходящих во флексурообразный перегиб. В этом отношении Кызылжальская мульда является незамкнутой, ее можно рассматривать как восточное окончание Бериктасской впадины, однако по некоторым особенностям строения и развития она отличается от последней и представляет вполне самостоятельный структурный элемент, генетически связанный с Чингизским сдвигом, в зоне которого и произошло оформление линейной грабенообразной мульды. Поэтому мы подробнее остановимся на ее геологическом строении и покажем различия со смежными участками Бериктасской впадины, развивавшимися в иной тектонической обстановке, вне связи с горизонтальными движениями и вызванными ими напряжениями.

Геологическое строение. Кызылжальская мульда нарушена довольно большим числом рассеянных по ее площади разрывов преимущественно меридионального простирания, выходящих за ее пределы в основном только на севере. Протяженность их различная - от 1,5-2 до 7-9 км. В плане они нередко в разные стороны изгибаются вплоть до приобретения северо-западных и северо-восточных простираний, иногда ветвятся или подставляют (обычно кулисно) один другой; на юге их очень мало. Плоскости сместителей, где их удается наблюдать, падают круто на запад или на восток, иногда попеременно вдоль одного нарушения. По характеру смещений среди разрывов преобладают нормальные сбросы. В восточном крыле их амплитуда местами достигает первых сотен (не более 300) метров, а в ядерной части вертикальная амплитуда сбросов не превышает нескольких десятков метров. Встречаются шарнирные сбросы и безамплитудные разрывы (трещины).

Айская группа разломов выражена гораздо более четко, прослеживается на расстоянии около 30 км и затухает в южном направлении, не доходя до Байгожинского взброса. Она состоит из серии сближенных (на участке шириной 1-2 км) ветвящихся сбросов с опущенными, в основном восточными, крыльями, суммарная амплитуда смещения вдоль которых на севере достигает примерно 1,6-1,8 км, чем определяется величина проседания всей мульды. В виде местных осложнений встречаются в Айской сбросовой зоне небольшие клиновидные грабены и редко горсты; их длина не превышает 2-3 км при максимальной ширине 0,4-0,5 км. На севере к зоне приурочен молодой грабен, выполненный глинами неогена (павлодарская свита).

Северное и восточное крылья Кызылжальской мульды сложены отчетливо слоистой, легко картируемой на местности пестроцветной вулканогенно-осадочной толщей, которую автор выделяет под названием кызылжальской (А.А. Розенкранц и другие отнесли ее в 1962 г. к сийректауской толще верхней перми) и считает верхнекаменноугольной. Кызылжальская толща местами с небольшим азимутальным несогласием (порядка $10-15^{\circ}$) залегают на кергетасской свите и в свою очередь перекрывается образованиями колдарского времени. К северу от пос. Таскескен по р. Каракол это перекрытие происходит с отчетливым несогласи-

ем. Строение и мощность кызылжальской толщи мало меняются по простиранию, отличаясь в соседних разрезах лишь деталями (см. рис. 61). Так, на несколько разных стратиграфических уровнях могут появляться вулканогенные породы, обычно не характерные для толщи (основные эффузивы и туфы) или играющие подчиненную роль (кислые вулканиды), а также продукты перемыва наиболее распространенных вулканических образований. Но в целом отдельные слои и пачки имеют значительную протяженность, что присуще далеко не всем осадочно-вулканогенным толщам.

Некоторые различия в разрезах по простиранию восточного обрамления мульды сводятся в основном к следующему. На севере (см. рис. 61, разрезы 4, 6, 9, в какой-то мере 10) заметно большую роль играют игнимбриты и туфы кислого состава, выделяющиеся по яркой красноцветной окраске. Там они довольно часто встречаются практически по всей толще, а не только в самих ее низах, как на юге (разрезы 18–20), достигая подчас значительной мощности в отдельных линзах (до 100 м). В южном направлении, кроме того, несколько меняется и соотношение между породами вулканического и осадочного происхождения; последние составляют примерно 20% в разрезе 9, 23–24% в разрезах 10, 18, около 30% – в разрезе 19, а в разрезе 20 достигают уже 35%.

К югу от Кызылжальской мульды, за Байгожинским разломом, толща при сохранении внешнего облика и наиболее характерных черт претерпевает самые существенные изменения. В горах Байгожа (разрез 22) в нижней части свиты в 2,5 раза увеличивается количество вулканомиктовых отложений, образующих слоистые пачки мощностью до 50 м темно-бурого и темно-фиолетового цвета; кластический материал преимущественно гравийной и крупнопсаммитовой размерности, в обломках часто встречаются разнообразные кислые эффузивы, в том числе и флюидальные лавы, указывающие на сравнительно интенсивный размыв более древних толщ. Верхняя половина толщи, наоборот, сложена целиком пирокластическими образованиями, среди которых относительно много туфобрекций и грубообломочных туфов. Их появление обусловлено, по-видимому, близостью вулканических центров, извергавших материал разного состава (в основном трахиандезитового) и приуроченных, должно быть, к Байгожинской группе разломов. В юго-восточном направлении постепенно исчезают прослои туфобрекций и игнимбритов, еще встречающиеся в разрезе 23, и возрастает содержание обломочного материала, состоящего из продуктов перемыва вулканогенных пород. В районе р. Каракол, к северу от пос. Таскескен, кызылжальская толща почти на 50% сложена буро-фиолетовыми осадками вулканомиктового состава.

По периферии (восточной и северной) Кызылжальской мульды вскрываются различные субвулканические образования, среди которых выделяются два разновозрастных комплекса. Породы позднекаменноугольного – раннепермского комплекса имеют преимущественно основной состав и слагают довольно крупные неоднородные массивы удлиненной формы, которые почти непрерывной полосой окаймляют структуру (см. рис. 57). Типичен для них Карасуйский массив, который прослеживается в меридиональном направлении восточнее гор Кызылжал на расстоянии 7,5 км. В плане это тело приблизительно посередине раздувается, и максимальная ширина его достигает 2,5 км. К северу от раздува оно разветвляется и дает апофизы сложной конфигурации. Южное, быстро сужающееся окончание массива изгибается согласно с простиранием вмещающей толщи, так что западный его край становится заметно вогнутым. В пределах массива широко развиты разрывные нарушения в основном субмеридиональной ориентировки, с которыми связана медная минерализация. Довольно часто встречаются останцы кровли окружающих отложений.

Преобладают среди пород Карасуйского массива (и остальных тоже) базальтовые, меньше андезитовые и трахиандезитовые порфириды, окрашенные в темно-серые тона с буроватыми, зеленоватыми и лиловатыми оттенками. Порфириды очень неоднородны в текстурном и структурном отношении. Нередко встречаются миндалекаменные разности, миндалины которых (небольших – до 1 мм – размеров) выполнены кальцитом, кварцем, хлоритом. В центральной части массива породы имеют скорее интрузивный облик типа диоритовых и сиенит-диоритовых порфиритов;

раскристаллизованные разности порой макроскопически не отличимы от стекловатых аналогов. Последние имеют отчетливо порфировое сложение с вкрапленниками плагиоклаза. Местами по краям массива (например, на востоке вдоль р. Карасу) появляется жерловая фация, представленная лавовыми брекчиями. Лавовые брекчи основного состава состоят из обломков (до 40–60% породы) разных размеров (от 0,5–1 до 3–5 и даже 10 мм) плагиоклаза, пироксена и базальтовых порфиритов (обычно преобладают) и гематитизированной основной массы с реликтами гиалопилитовой структуры.

Карасуйский массив имеет отчетливо рвущие контакты с отложениями верхней подсвиты керегетасской свиты и кызылжальской толщи. В свою очередь на севере его прорывают силлы раннепермского возраста и дайки, связанные с позднепермским – раннетриасовым (?) Батпакским гранитным массивом.

Аналогичное положение севернее Карасуйского массива по границе кызылжальской толщи с верхнекерегетасской подсвитой занимает другое субвулканическое тело такого же состава. Его протяженность достигает 10 км при наибольшей ширине 1,5 км. По сравнению с Карасуйским массивом среди слагающих его пород увеличивается роль жерловой фации. Лавовые брекчи образуют линейно вытянутые поля, положение которых контролируется господствующими здесь меридиональными и близмеридиональными разрывами. На севере это тело прорывают наряду с дайками Батпакского массива субвулканические образования конца поздней перми.

Самое южное из субвулканических тел рассматриваемого комплекса обнажается уже недалеко от Байгожинского разлома. Оно пространственно приурочено к несогласному контакту между верхней и нижней подсвитами керегетасской свиты. Форма его неправильная, с раздувом в северной части, где ширина вскрытой поверхности достигает 1,1 км; длина тела около 3 км. Этот массив вытянут параллельно проходящему несколько западнее довольно крупному Жарбастаускому субмеридиональному разлому, вдоль которого эффузивы верхней перми контактируют с породами кызылжальской толщи и керегетасской свиты. Жарбастауский сброс служил, вероятно, подводным каналом при внедрении массива.

Перечисленные субвулканические тела можно отнести к образованиям полигенного, в понимании К.Н. Рудича (1970), типа. Становление их происходило в несколько сближенных во времени этапов. Различия пород, связанных с разными интрузивными импульсами, не существенные, в основном структурные. По составу, особенностям внутреннего строения и условиям залегания они идентичны субвулканическим интрузиям выделенного А.К. Мясниковым в Бериктасской тектоно-вулканической депрессии позднекаменноугольного – раннепермского акшокинского комплекса. Массивы последних также многофазны и нередко достигают больших размеров (например, на северо-востоке Бериктасской впадины обнажающаяся площадь одного из них превышает 30 км²); встречаются они среди отложений колдарской свиты и, вероятно, комагматичны развитым среди них на отдельных участках основным эффузивам. По данным А.К. Мясникова и других, на одном из небольших выходов игнимбритов трахиандезитового состава по правому берегу р. Жиланды с размывом залегают базальные конгломераты кызылжальской свиты верхней половины нижней перми¹.

Породы другого субвулканического комплекса связаны с раннепермским вулканическим циклом. Они представлены порфирами трахидацитового до трахилипаритового состава, иногда их туфами, игнимбритами и туфолавами и слагают субсогласные с вмещающими отложениями силлообразные тела различной протяженности и мощности. Длина многих из них достигает 4,5–5 км, а ширина выходов колеблется от 200–150 до 25–20 м. Наибольшая мощность измеряется 100–120 м. Встречаются также силлы гораздо меньших размеров: длиной 1–1,5 км и мощностью 15–20 м. Все они окрашены в лиловые, серо-лиловые и коричневатые тона и обычно слабо выступают в рельефе. Довольно характерными образованиями являются туфолавы,

¹ В последнее время А.К. Мясников пытается выделять в качестве самостоятельной порфировую акшокинскую свиту, несогласно залегающую, по его мнению, на колдарской (Стратиграфическое. . . , 1971).

состоящие из обломков и вкрапленников минералов (20% всей массы) размером от 0,3–0,5 до 1–2 мм и остроугольных обломков пород (10%) величиной 2–4 мм, иногда 1–2 см. Обломки представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, дацитовыми или липаритовыми порфирами. Основная масса обычно слабо флюидальная микрофельзитовой структуры. Туфы и игнимбриты отличаются кристалловитрокластической структурой.

Силлы и силлообразные тела трахидацитового и трахилипаритового состава имеют долготное простирание и сконцентрированы в районе гор Кызылжал. Они обнажаются подчас с четко секущими контактами среди отложений кызылжальской толщи, иногда керегетасской свиты и прорывают трахибазальтовые порфириты акшокинского комплекса; местами они секутся субвулканическими телами поздней перми. Автор с некоторой условностью относит их к субвулканическим (и жерловым?) образованиям конца ранней перми, поскольку по петрографическим характеристикам они наиболее близки к туфам аналогичного состава кызылкинской свиты.

Внутренняя часть Кызылжальской грабенообразной мульды выполнена базальтовыми и трахибазальтовыми порфиритами верхней перми, которые занимают наибольшую площадь структуры и несогласно, с "заливами", перекрывают по восточному борту кызылжальскую толщу. Разрез и особенности строения верхнепермской толщи основных лав были рассмотрены в первом разделе главы. Отметим только, что местами, на весьма ограниченных участках, в толще обнажаются крутопадающие субмеридиональные дайки очень близкого состава. Так, они известны по левому берегу р. Ай на северо-востоке мульды, где выходят несколько даечных тел мощностью первые метры и длиной более 100 м, сложенные диабазами и базальтовыми порфиритами с толентовой структурой. Очевидно, это немногие сохранившиеся среди обширных лавовых полей подводящие каналы относительно поздних излияний.

Рассмотрим подробнее вулканические образования кислого и среднего состава, встречающиеся среди основных эффузивов мульды, поскольку пути проникновения кислых и средних вулканитов к поверхности более доступны изучению. Они слагают разнообразные по морфологии и фациальной принадлежности тела и относятся по крайней мере к двум различным комплексам. Породы более древнего из них имеют преимущественно трахилипаритовый состав. Выделяются силлы, дайки, остатки небольших жерловин; с ними связаны единичные маломощные покровы лав, лавовых брекчий и туфолав, участвующие в строении верхнепермской толщи. Окрашены они в светлые серо-лиловые и сиреневые тона. Трахилипаритовым порфирам обычно присуща флюидальная текстура, реже наблюдается массивное сложение. Порфировые выделения (10–20%) породы достигают 1–2 мм и представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, меньше кварцем. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата, незначительного количества плагиоклаза, единичных чешуек биотита и небольшого количества рудной пыли; структура микропойкилитовая, фельзитовая или сферолитовая.

По правому берегу р. Ай (восточнее гор Тесектас) обнажается, заметно выделяясь в рельефе, относительно крупный вулканический аппарат. Его размеры в плане 1,1 × 1,9 км, он вытянут в субширотном направлении (см. рис. 57 и 58, профиль ДЕЖ). На севере и северо-востоке контакты слабо секущие, но в целом полого падают на юг и юго-запад; с юга он согласно облекается потоками основных лав; северо-западный край его срезается небольшим разломом. На западе и востоке можно выделить остатки двух горловин. Восточная горловина имеет очертания примерно равностороннего округленного треугольника с длиной ребра около 1 км и сложена флюидальными трахилипаритовыми порфирами. Флюидальность образует мелкие изгибы и складочки. В центральной части отмечается почти исключительно вертикальное падение флюидальности. Вертикальное залегание прослеживается в пределах узкой зоны меридиональной ориентировки (рис. 62). По краям преобладают пологие (15–30°) углы наклона флюидальности, причем ее простирание, как правило, параллельно границе тела. Очевидно, это тело представляет экструзию, выдавленную из долготно вытянутой горловины. Западное тело имеет гораздо меньшие размеры, но его форма в плане также меридионально удлинена: протяженность 750 м, ширина в раздуве на северном конце 300 м,



на юге уменьшается до 100 м и меньше. Сложено оно массивными порфирами фельзитовой структуры.

Остальное пространство между двумя подводящими каналами заполнено лавовыми брекчиями трахилипаритовых порфиров, отличающихся от флюидальных лав (с которыми связаны быстрым, но не резким переходом) только обломочной структурой. Количество обломков достигает 70–80%, размер их от 0,5–1,5 до 30 см в редких случаях; представлены они обычно более светлыми слабифлюидальными разностями. Лавовые брекчии, как видно на профиле к рис. 62, являются более ранними образованиями жерловой фации; они слагают довольно мощную (не менее 100 м) межпластовую залежь. На юго-востоке она резко сужается и переходит в согласно залегающий пологий покров, выклинивающийся на протяжении 1,2 км в южном направлении. С переходом в покров брекчиевые лавы довольно быстро сменяются туфалавами. В последних обломки составляют лишь 20% породы. Распределены они по ней неравномерно и представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и реже (30–40% обломков) трахилипаритовыми порфирами. Размер обломков минералов 0,1–1 мм, обломков пород до 7–10 мм. Цементирующая масса лавовая.

В районе известно и несколько силлов аналогичного состава, которые, однако, не всегда можно с уверенностью отличить от покровов. Их максимальная протяженность достигает 2 км при мощности 14–16 м, простирания соответствуют простираниям вмещающих накоплений, в силу чего их выходы имеют подчас несколько дугообразную форму, углы падения колеблются в пределах 12–16°. Сложены они флюидальными лавами или лавовыми брекчиями. В одном из таких тел, обнажающемся в виде субширотной цепочки линз длиной от 150–300 до 1200 м в 4 км к северу от вулканического аппарата по р. Ай, можно встретить все отмеченные выше разновидности трахилипаритовых порфиров.

Наиболее однородное сложение, лишенное обломочных структур, имеют дайки трахилипаритовых порфиров, местами слабо флюидальные. Все они вытянуты в меридиональном направлении и отличаются вертикальным или очень крутым (на запад до 70°) падением. Протяженность их от 500–600 до 1000 и даже 1500 м, мощ-

ность варьирует от 2–3 до 6–7 м. Для них характерно кулисное строение; расстояние между концами кулис, длина которых достигает первых сотен метров, обычно несколько метров. Иногда на южных окончаниях даек появляются каплевидные вздутия. Одно из них находится в 2,5 км севернее Айского вулканического аппарата и представляет длительно удлиненную экструзивную иглу размером 120×300 м, сложенную флюидальными порфирами. Падение флюидальности вертикальное, а ее ориентировка в основном параллельна контактам. Судя по морфологическим особенностям, дайки заполняют трещины отрыва. По всей видимости, к меридиональным ослабленным зонам приурочены и экструзивные тела на правом берегу р. Ай. Во всяком случае, подводящий канал восточного из них располагается на прямом продолжении кулисной системы даек (см. рис. 62).

В Кызылжальской мульде обнажается большое количество субвулканических, жерловых и покровных образований, относящихся к самостоятельному, самому молодому в районе позднепермскому – раннетриасовому (?), вулканическому комплексу, который соответствует бериктасской толще по схеме А.А. Розенкранца. Они прорывают и перекрывают все породы (и основные, и только что описанные кислые верхнепермской толщи), а на севере в свою очередь рвутся дайками гранит-порфиров (главным образом по краям) и микродиоритов, связанными с Батпакским интрузивным массивом. Петрографически в этом комплексе различаются две (не исключено, что разновозрастные) группы пород, но поскольку четкие взаимоотношения между ними нигде не наблюдаются, а формы залегания совершенно одинаковы, мы показали их на карте (см. рис. 57) одним условным знаком, выделив, по возможности, лишь главные морфологические типы тел.

Наиболее распространены образования довольно кислого состава, которые различными исследователями описывались под разными названиями, вроде эгиринов-рибекитовых трахилипаритовых порфиров и трахитовых порфиров жерловой фации (А.А. Розенкранц и другие), или дацитовых порфиров (Керкис, 1959). Макроскопически это относительно массивные плотные породы порфирового сложения, часто кайнотипного облика, окрашенные в красноватые и коричневые цвета разнообразных оттенков (в основном серых). Вкрапленники составляют 20–30% их объема, представлены обычно крупным, до 5–6 мм, таблитчатым плагиоклазом (олигоклаз-андезином и андезином), реже моноклиновым пироксеном (эгирином) и иногда щелочной роговой обманкой. Основная масса сложена альбитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и продуктами девитрификации, местами сильно обогащена гематитом; структура ее микролитовая, пилотакситовая или трахитоидная.

Гораздо реже встречаются породы трахиандезитового состава, внешне близкие к вышеотмеченным. Они отличаются темно-серой (до зеленоватой) окраской и более основным составом. Размеры фенокристаллов меньше, до 1–2 мм, представлены они андезином с реликтами зонального строения и пироксеном. Основная масса хлоритизирована, серицитизирована и альбитизирована, структура ее гялопилитовая, участками интерсертальная. Характерно, что акцессорные минералы такие же, как в трахидацитовых и трахитовых порфирах, и отличны от акцессориев аналогичных по составу порфиров более древнего возраста.

Трахидацил-трахитовые порфиры и трахиандезитовые порфириты слагают весьма разнообразные по условиям залегания, форме, размерам и пространственной ориентировке выходы. Встречаются покровы, силлы и пологосекущие залежи, различные субвулканические тела, нередко прихотливых очертаний или со сложно ветвящимися апофизмами, дайки и дайкообразные тела; большинство из них выступает в рельефе в виде небольших квест, гряд, увалов, грив или просто нашлапок. В пределах Кызылжальской мульды им присущи две примечательные особенности: 1) довольно отчетливая связь с меридионально простирающимися трещинами и разломами Чингизской системы; 2) наличие постепенных переходов (нередко в пределах одного тела) от малоглубинных образований к излившимся или выведенным на поверхность. Последнее обстоятельство иногда затрудняет отнесение того или иного выхода к какой-то определенной фации. Но в целом субвулканические тела, несмотря на сугубо эффузивный облик, раскристаллизованы, как правило, несколько лучше: среди них встречаются микрозернистая и гранофировая структуры основной массы.

Породы эффузивной фации залегают очень полого, их наклон не превышает 10° , увеличиваясь лишь около некоторых разломов до $20-25^{\circ}$. Они образуют довольно короткие потоки мощностью первые десятки метров. Характерно присутствие пластообразной отдельности. В северной части ядра Кызылжальской мульды распространены относительно обширные (площадью $2-3 \text{ км}^2$) поля эффузивов более или менее изометричных очертаний. Они состоят из наслоений (разделенных нередко небольшими – первые градусы – угловыми несогласиями) отдельных покровов трахидацитового и трахиандезитового состава, суммарная мощность которых достигает 130–150 и 200 м. В таких толщах отмечаются единичные покровы лавовых брекчий мощностью до 25–30 м. К лавовым полям обычно подходят меридиональные дайки такого же состава; количество их бывает разное. В горах Тесектас (см. рис. 58, профиль ДЕЖ) хорошо видно, как крупный покров по южному краю переходит в серию выклинивающихся к югу крутых (падение на запад, угол 80°) даек, число которых и протяженность возрастают в западном направлении с приближением к субмеридиональному разлому, ограничивающему покров. На севере имеет место аналогичное явление, только в меньшем масштабе.

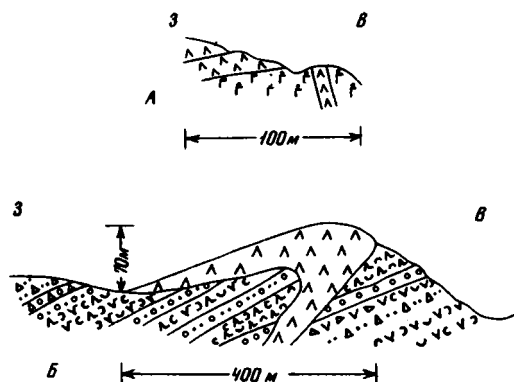
На остальной территории сохранились небольшие изолированные покровы, возникшие преимущественно в результате одноактных излияний. Они локализованы вблизи меридиональных разломов и трещин, которые сопровождаются (или выполнены) крутонаклоненными дайками. В дайках, как указывает Б.Е. Керкис (1959), встречаются разности с обломками гранодиорит-порфира, что напоминает жерловую брекчию. Пространственная сопряженность покровов и даек (рис. 63, А) позволяет рассматривать последние в качестве подводящих каналов. В некоторых случаях подводящие дайки остались погребенными под длительно вытянутыми покровами, как, например, в районе куэстообразной гряды Конуржал (см. рис. 58, профиль ЕЗ). Здесь концы слабо выпуклого на восток покрова длиной 2 км срезаются западнее проходящим сбросом. Опускание восточного крыла разлома вызвало увеличение наклона в его сторону лавового потока и скрыло корневую часть последнего. В других случаях, наоборот, обнажаются одни корни, а покровные излияния если сохранились, то присутствуют в виде нашлапок мощностью несколько метров.

Переход малоглубинной интрузии, сообщавшейся с поверхностью, в образования эффузивной фации хорошо виден в горах Кызылжал. Самая высокая гряда этих гор сложена трахидацитовыми порфирами, выходы которых протягиваются на 4,5 км, постепенно расширяясь в южном направлении от 50–100 м до 0,5–0,6 км (см. рис. 57). Восточный край выхода довольно ровный и падает на запад всюду круче согласно простирающихся отложений кызылжальской толщи. Западный край в месте расширения становится заметно извилистым и следует по изрезанному склону гряды, подчиняясь очертаниям рельефа. Порфиры залегают здесь почти горизонтально на подстилающих слоистых отложениях; получает развитие матрацевидная отдельность, появляются признаки обломочной структуры. На южном конце, где выход снова и резко сужается, можно наблюдать переход покрова в дайкообразный корень (см. рис. 63, Б), который отличается очень однородным строением и наличием столбчатой отдельности. По-видимому, в районе гряды Кызылжал обнажается своеобразный трещинный вулкан, из которого непродолжительное время изливались небольшие порции вязкой лавы, застывшей рядом с трещиной.

На современном срезе в различных местах Кызылжальской мульды вскрываются разные части дайковых тел – как приповерхностные, так и более глубокие, не имевшие, возможно, сообщения с поверхностью (последние заметно лучше раскристаллизованы). Мощности даек обычно не менее 10 м (лишь иногда 5–7 м), нередко же достигают 15–25 м, а у отдельных дайкообразных тел и 70–90 м. Резко преобладают дайки меридионального и субмеридионального простираения. Они имеют самую разнообразную протяженность: от 50–70 м (в единичных случаях) до 1,1–1,2 км; длина одной дайки (к юго-западу от гряды Конуржал) составляет 1,6 км при мощности 15–20 м, в основном же длина большинства даек колеблется в пределах 400–900 м. Падение их вертикальное или крутое ($75-80^{\circ}$) в разные стороны, чаще на восток. В плане они заметно извилистые, простираение некоторых отрезков может отклоняться от меридионального на $10-20^{\circ}$ (до 30°); на концах дайки иногда ветвятся. Наиболее протяженные тела имеют кулисное строение,

Рис. 63. Подводящие каналы позд-
непермских – раннетриасовых (?)
покровов трахидацитовых порфи-
ров среди базальтовых порфири-
тов верхней перми восточнее гор
Тесектас (А) и среди вулканогенно-осадочных отложений кызыл-
жальской толщи верхнего карбона,
гряды Кызылжал (Б)

Условные обозначения см. на
рис. 60



но концы кулис сильно сближены. Кроме того, отдельные дайки нередко образуют вытянутые кулисно построенные или пунктирные зоны, которые прослеживаются на расстояния от 1,8–2,0 до 2,7–3,0 км. По восточному обрамлению мульды, в пределах выходов кызылжальской толщи, встречается небольшое количество согласных с простиранием слоев даек, падающих тоже на запад, но круче (от 40 до 60°). Отмеченные дайки выполняют, несомненно, трещины отрыва.

Известны дайковые тела, использовавшие при внедрении трещины иного типа – сколового. Они гораздо более прямые и короткие (200–500 м); падение их вертикальное, простираение либо северо-восточное, либо северо-западное. Наиболее многочисленны диагональные дайки и дайкообразные линейные тела на западе Кызылжальской мульды, вблизи главного разлома Айской группы, у южного его окончания. Здесь местами наблюдаются сложные ортогонально ветвящиеся выходы, сочетающиеся вдобавок с долготными ответвлениями. По их взаимному расположению устанавливается, что северо-западное направление отвечает сколам с правосторонним характером смещения, а северо-восточное – левосторонним сколам. Этот порядок подтверждается также и в другом районе, к юго-западу от упоминавшейся гряды Конуржал, где протяженная меридиональная кулисная дайка сменяется на северном конце системой небольших северо-восточных даек, расположенных в виде лестницы и образующих левый ряд с северо-восточным простираением срединной оси.

Вдоль Айской группы разломов наблюдается и наибольшее число субвулканических тел различной, нередко прихотливой конфигурации. Преобладают долготно вытянутые тела с крутыми контактами. Самое крупное из них приурочено к Айскому сбросу и находится в поднятом крыле. Это тело обнажается на расстоянии 11 км при максимальной ширине 1,5 км; в южном направлении оно выклинивается, неравномерно сужаясь до 500–200 м. В центральных частях породы имеют местами интрузивный облик, будучи раскристаллизованы до граносиенит- и сиенит-порфиров. По северному борту Кызылжальской мульды вскрывается другое относительно крупное тело сложных неправильных очертаний. Но и тут намечается связь его с субмеридиональными разрывами; породы имеют эффузивный вид.

Очень редко в пределах мульды встречаются пологосекущие силы. Их протяженность не превышает 1–1,2 км, а ширина выходов – 50–70 м (при мощности 10–15 м). Обычно они связаны с крутонаклоненными дайками, отходя от них под большим углом. Отмечаются также единичные линейные тела, по форме переходные от силлов к дайкам.

На юге Кызылжальской мульды дайки исчезают и общее количество субвулканических тел становится гораздо меньше. Они постепенно утрачивают черты меридиональной линейности, появляются выходы субширотного простираения. То же самое происходит и с пространственно связанными с ними гипабиссальными гранодиоритами позднепермского возраста.

К западу от Айской группы сбросов меридиональные дайки практически не встречаются. Структурное же положение широко распространенных там субвулканических образований заключительных этапов вулканизма (эффузивная

фация отсутствует) резко отличается от их положения в Кызылжальской мульде. Наиболее часто встречаются силлы с субсогласными контактами, которые подчеркивают структурный план вмещающей толщи (см. рис. 57). Их простираение меняется от субмеридионального на юге до северо-западного на севере; за западной границей района все они примерно через 5 км выклиниваются. Среди силлов преобладают породы более кислого состава. Они прослеживаются на расстоянии до 12–13 км, ширина их в плане достигает 1–1,2 км. Трахиандезитовые порфиристы слагают как силлы (только менее мощные, шириной 150–250–350 м), так и близкие к лакколлитам, согласно данным Р.С. Качурина и других, тела; самое большое из них протягивается в северо-западном направлении за границу района и имеет в длину около 8 км при ширине в раздуже до 2,5 км. К северу от него залегает довольно крупный силл длиной 9 км и шириной 0,7–0,9 км; в юго-восточном направлении он выклинивается, а на северо-западе переходит в длоттно вытянутое дайкообразное тело протяженностью 2,5–3 км, резко сужающееся (до 100–150 м) и выклинивающееся в северном направлении.

В северной части этой территории обнажается несколько штокообразных тел площадью от $0,5 \times 0,25$ до $2,5 \times 1,0$ км², сложенных дацитовыми порфирами, иногда фациально замещающимися андезит-дацитовыми, липарит-дацитовыми и трахидацитовыми порфирами; в их краевых частях местами появляются туфы такого же состава (жерловая фация?). Вероятно, они комагматичны покровным образованиям аналогичного состава в нижней части толщи основных эффузивов верхней перми.

Особенности развития. Возникновение и формирование Кызылжальской мульды произошло на общем фоне эволюции позднепалеозойского вулканизма региона и так или иначе связанных с ним структур. Оформление локальных отрицательных изометричных структур на востоке Балхашского вулканического пояса (Баканасская зона) значительно усилилось в послекеретасское время. До этого там существовал обширный вулканический континент, в структурном отношении довольно однородный, о чем свидетельствует в общем однообразный характер разрезов керетасской свиты и ее повсеместное распространение. Характерные особенности Кызылжальской мульды, обладающей чертами линейности, связаны с близостью Чингизского сдвига. Ее территория отличалась прежде всего повышенной мобильностью и высокой магматической проницаемостью в течение длительного периода времени.

Проседание Кызылжальской грабенообразной структуры началось несколько раньше и продолжалось с меньшим количеством перерывов, чем прогибание Бериктасской впадины. Это произошло одновременно с заложением Айской группы разломов, входящей в Чингизскую систему, в кызылжальское время. Отложения одноименной толщи к западу от Айской группы сбросов отсутствуют, и на породах нижнекеретасской подсвиты (верхняя подсвита появляется северо-западнее по простираению, см. разрез 1 на рис. 60) там несогласно залегает сразу колдарская свита. Максимальные мощности кызылжальской толщи накопились в пределах меридиональной полосы ее выходов, служавшей восточным обрамлением Кызылжальской мульды. В западном направлении, если судить по разрезам 4 и 6, мощность толщи несколько сокращается (ср. с разрезом 9, рис. 61). Наибольшая вулканическая активность, как уже отмечалось, имела место на севере мульды. В южной ее части заметно возрастает роль переотложенных вулканических продуктов в основном из окружающих более древних толщ, размыв которых компенсировал начавшееся прогибание структуры.

Отличительной особенностью Кызылжальской мульды является исчезновение в ее пределах поверхностных выходов стратифицированных отложений колдарской и кызылжинской свит. Но на их присутствие в разрезе мульды указывает ряд данных. Прежде всего, на крайнем севере мульды вскрывается нижняя часть колдарской свиты, лишенная каких-либо органических остатков и выделенная по литолого-петрографическим признакам. На востоке Бериктасской впадины с приближением к Айской группе разломов в колдарской свите на разных уровнях появляются, согласно данным А.К. Мясникова и других, горизонты базальтовых порфиритов (например, в разрезе 1, см. рис. 56), сопровождаемые субвулканическими интрузи-

зиями акшокинского комплекса. К востоку от Айской зоны лавы основного состава уже определяют "лицо" свиты. Во всяком случае, их аномально много (по сравнению с Бериктасской впадиной) в полосе обнажений к юго-западу от Ушбулакской брахиантиклинали. В самой Кызылжальской мульде их количество также должно быть велико, на что косвенно указывают субвулканические массивы базальтовых порфириров акшокинского комплекса вдоль ее восточного крыла.

По таким же косвенным признакам следует предполагать и наличие кызылкинской свиты в разрезе мульды. Силлы и силлообразные тела трахидацитового и трахилипаритового состава в районе гор Кызылжал, часто обладающие обломочной структурой, вряд ли представляли самостоятельные субвулканические или жерловые образования. Вероятнее всего, их внедрение в побочные полости произошло по соседству, рядом с ареалом наземной вулканической деятельности аналогичного состава.

Таким образом, к востоку от Айской сбросовой зоны — в Кызылжальской структуре — верхнепермская толща основных эффузивов как бы "трансгрессивно" перекрывает и колдарскую, и кызылкинскую свиты и ложится на различные горизонты кызылжальской толщи. Первые две свиты появляются снова на поверхности из-под верхнепермской толщи только юго-западнее Ушбулакской антиклинали. "Трансгрессивное" налегание основных лав на несколько свит свидетельствует о резком усилении проседания Кызылжальской мульды во время их излияния, происходившего по меридиональным трещинам (залечившие их дайки вскрываются очень редко, основная их масса была, по-видимому, перекрыта подвижными лавовыми потоками). Как следствие более интенсивного прогибания, толща имеет гораздо более однородный состав, чем в смежных частях Бериктасской впадины (ср. разрезы 3 и 11 на рис. 64).

К западу от Айской группы сбросов в значительном количестве (более 20% объема нижней части толщи) присутствуют горизонты и линзы красноцветных лав, туфолав и кристаллотуфов дацитовых, трахилипаритовых и липарит-дацитовых порфириров; мощность их варьирует от 15–30 до 55–75 м. С ними тесно связаны многочисленные межпластовые силлы и субвулканы аналогичного состава, пространственно тяготеющие к Айской разрывной зоне. К востоку от нее разновозрастные кислые вулканы распространены гораздо меньше и составляют 6–8% сопоставляемого с западными разрезами объема толщи; мощность отдельных покровов не превышает 15 м, обычно и того меньше. Их распределение по площади более рассеянное, но явно выступает структурный контроль со стороны меридиональных трещинных зон. Кроме того, в Бериктасской впадине вулканические извержения в поздней перми происходили непостоянно, и в перерывах между ними местами накапливались породы осадочного происхождения значительной мощности (по данным М.Б. Мычника и других, от 30–50 до 100–150 м), состоящие из продуктов размыва окружающих вулканогенных толщ (в обломках и гальке преобладают базальтовые и трахибазальтовые порфириды). В Кызылжальской же мульде крайне редко встречаются линзы туфопесчаников и туфоконгломератов мощностью всего по несколько метров.

В заключительный этап вулканической деятельности позднего палеозоя территория мульды была гораздо более проницаема, чем восточная часть Бериктасской впадины. Весьма мобильная тектоническая обстановка способствовала проникновению части магматического расплава на поверхность и формированию трахидацитовых, трахитовых и трахиадезитовых покровов, а также активной миграции расплава во вмещающие толщи и обилию разнообразных сопутствующих тел. Подводящими каналами служили длительно вытянутые трещинные и разрывные зоны (сбросы, трещины отрыва). Движения по ним продолжались и после окончания вулканической деятельности, что привело во многих местах к заметному увеличению первичного наклона покровных эффузивов (как в гряде Конуржал). На востоке Бериктасской впадины разновозрастные или близкие по возрасту магматические образования также приурочены, очевидно, к Айской сбросовой зоне, исчезая с удалением от нее. Но их внедрение происходило в условиях относительного тектонического спокойствия по межпластовым и межформационным полостям или более крутым поверхностям того же простиранья, возникшим в результате компенсационного проседания

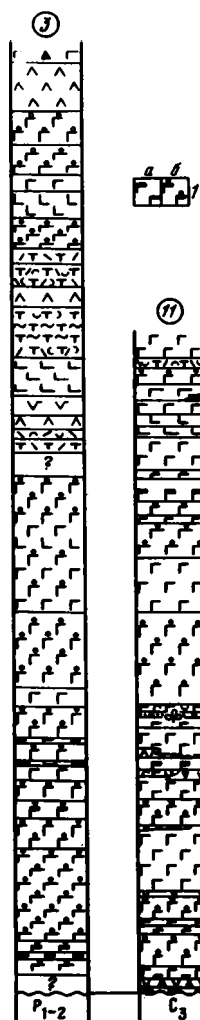


Рис. 64. Разрезы верхнепермской толщи основных эффузивов восточной части Бериктагской впадины (местоположение разрезов показано на рис. 56)

1 – диабазы и диабазовые порфиры (а), в том числе миндалекаменные (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 60

впадины над опустошавшимся, как полагают В.В.Ковалева, А.А.Розенкранц и М.В.Ташинина (1968), магматическим резервуаром (вулканическая тектоника).

Тектоническая природа. Кызылжальская грабенообразная мульда относится к категории вулканотектонических структур, общее положение и особенности развития которых определяются в первую очередь тектоническими факторами. Она представляет линейную вулканотектоническую впадину, длительно формировавшуюся вдоль меридиональной зоны проницаемости, пространственно (и генетически) связанной с Чингизским сдвигом. Границами этой зоны служили Айская группа разломов и восточный борт структуры, также местами осложненный сбросами. Восточный борт, несомненно, являлся сильно ослабленной зоной с общим западным падением; он отвечает зоне флексурного перегиба, в которую одновременно с проседанием мульды постоянно внедрялись различные магматические продукты. Внедрение происходило почти исключительно только на меридиональных отрезках. Это относится в значительной мере и к субвулканическим телам акшокского комплекса, образовавшимся в результате многократных магматических импульсов (полигенные тела), и к силам конца ранней перми, и к позднепермским трещинным вулканам и дайкам, и к дайкообразным телам гранит-порфиров, относящимся уже к интрузивному комплексу самого конца палеозоя (возможно, начала мезозоя). Линейно вытянутые субвулканические и субинтрузивные тела (наиболее поздние) обнажаются и вдоль западного края впадины. Во внутренних ее частях, особенно на севере, наиболее ослабленные меридиональные зоны также использовались неоднократно, и на протяжении какой-нибудь одной из них можно видеть различные по форме образования двух-трех разновозрастных комплексов (см. рис. 57).

В Кызылжальской вулканотектонической грабенообразной впадине имели место и тектонические явления, обусловленные вулканическими причинами. Так, в результате более интенсивного проседания в конце поздней перми (и в начале триаса?) северной ее части, где накопились самые мощные покровы этого возраста, на северо-восточном борту образовался дуговидный разлом (сброс) протяженностью 8,5 км. На западе он обрывается субмеридиональным сбросом, вертикальная амплитуда которого к югу от сочленения равна примерно 550–600 м (опущено восточное крыло разлома). На юге дуговидный разлом упирается в поперечный (широтный) сброс с вертикальной амплитудой смещения 300–320 м, быстро убывающей к востоку от места их соединения. Широтный сброс выражен уступом, ограничивающим с севера гряду Кызылжал. Очевидно, амплитуда опускания по дуговидному сбросу уменьшается в южном направлении, что уже связано с чисто тектоническими процессами. Кроме того, эта зона, будучи потенциально благоприятной для внедрения магматических расплавов (реализация аналогичной ситуации наблюдается к западу от Айской группы разломов), оказалась проницаемой только на южном окончании, где ее простирание становится меридиональным.

Вулкано-тектонический грабен с элементами кальдерного проседания на севере в южном направлении ступенеобразно сужается по восточному флангу, утрачивая одновременно свое морфологическое выражение и на западе. В этом же направлении с удалением от Чингизского разлома явно исчезает и вся меридиональная зона проницаемости, смещаясь вдоль восточного края к западу.

Кызылжальская грабенообразная впадина и тесно связанная с ней зона вулканической проницаемости развивались с конца карбона до начала триаса. В совокупности они составляют локальную, меридионально вытянутую зону растяжения, приуроченную к Чингизскому разлому. Максимальные растягивающие усилия были ориентированы, судя по расположению продольных полостей отрыва и диагональных сопряженных сколов, горизонтально в широтном направлении. Их проявление было вызвано правосторонним сдвиганием вдоль главного сместителя Чингизского шва. На севере структуры растяжения (в виде единичных даек, остальные глубинные породы к сдвигу не подходят, что обусловлено изначальным расположением крупного вулканического очага) обрываются южным краем Батпакского интрузивного массива, становление которого происходило уже в иной тектонической обстановке.

СВЯЗЬ С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

На всем протяжении Чингизский разлом сопровождается проявлениями позднепалеозойского магматизма, относящимися к различным интрузивным комплексам. Распределены магматические образования вдоль разлома неравномерно. Наибольшее количество их сосредоточено в области сочленения каледонид и герцинид, где обнажаются Батпакский массив и Западно-Тарбагатайский интрузивный пояс. В центральной, сводовой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория к зоне Чингизского разлома тяготеет большинство из крайне немногочисленных выходов позднегерцинских интрузий, известных в пределах этой территории.

БАТПАКСКИЙ МАССИВ

Общая характеристика

Массив находится в западном крыле Чингизского сдвига и на расстоянии 80 км вытянут вдоль него. Обнажающаяся площадь массива составляет более 1000 км²; большая северная его часть (приблизительно 800 км²) несколько удлинена в широтном направлении и на протяжении 35 км ограничена Балхаш-Чингизским разломом. На юго-востоке массив довольно резко сужается: на расстоянии около 50 км наибольшая ширина его всего 10–12 км (см. рис. 3, 65). В региональном слабо отрицательном гравитационном поле (от 0 до –2 мгл) Батпакскому массиву, согласно данным А.Ф. Степаненко и других, отвечают минимальные значения аномалии силы тяжести (порядка –8 мгл).

Геологическое строение массива трактуется различными исследователями по-разному. Многие считают, что массив по составу и взаимоотношениям слагающих его образований относится к сложным многофазным интрузиям единого комплекса (Ерджанов, 1951; Гендлер, Семенова, 1962; Савочкина, Чуйкова, 1963; и др.). Наиболее распространена следующая схема: а) собственно интрузивная фаза, в которой различаются главная фация, фация сателлитов и фация эндоконтакта; б) дополнительные интрузии трех генераций; в) жильные продукты двух этапов, среди которых Е.Н. Савочкина (1964), например, насчитывает свыше 16 генераций разных по составу даек второго этапа. Другая точка зрения, которую почти одновременно высказали Г.Ф. Ляпичев (Геология ..., 1962); М.Б. Мычник, А.А. Розенкранц и другие, сводится к утверждению присутствия в Батпакском массиве нескольких (двух или трех) разновозрастных интрузивных комплексов, причем самый ранний из них является многофазным (от двух до четырех фаз). Последняя схема была подтверждена крупномасштабными исследованиями, проводившимися под руководством А.К. Мясникова на юго-западе северной части массива, а также нашими работами.

В Батпакском массиве отчетливо выделяются два интрузивных комплекса, каждый из которых является многофазным со своей дайковой серией (см. табл. 6). В раннепермском комплексе последовательность внедрения фаз была следующая: 1) гранодиориты, с переходами в сиеногранодиориты, граносиениты и адамеллиты,

кварцевые и меланократовые диориты, сиенит-диориты, кварцевые монзониты, габбро-диориты и габбро; 2) средне- и крупнозернистые нормальные биотитовые, биотит-роговообманковые граниты; 3) дайки (преимущественно второго этапа в порядке внедрения) сиенит-диоритовых, диоритовых и диабазовых порфиров, мелкозернистых диоритов, граносиенит-, сиенит- и гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и плагиопорфиров, спессартитов и одинитов (лампрофиров). Формирование пород второго комплекса, срезающих дайковую серию первого комплекса, произошло в поздней перми - раннем триаса (?) в таком порядке: 1) крупнозернистые до порфировидных лейкократовые биотитовые граниты; 2) средне- и крупнозернистые аляскитовые, реже субщелочные граниты, крупнозернистые щелочные кварцевые сиениты (с эгирином и щелочной роговой обманкой - рибекитом и арфведсонитом), среднезернистые, иногда порфировидные кварцевые сиениты и граносиениты; 3) лейкократовые мелкозернистые (нередко с гнейсовидными текстурами) и аплитовидные граниты, иногда пегматоидные (гранофиры), и гранит-порфиры. Каждая интрузивная фаза этого комплекса имеет свою жильную серию близкого состава (типа даек первого этапа), кроме того, широко распространены 4) гранодиорит-сиенит- и граносиенит-порфиры, сиенит-диоритовые, диоритовые и диабазовые порфириты, микродиориты, лампрофиры (дайки второго этапа).

В краевых частях Батпакского массива большое количество ксенолитов. Контактное воздействие интрузивных образований на вмещающие породы различно и отчетливее выражено в раннепермском комплексе (ороговикование, скарнирование, окварцевание и эпидотизация); воздействию пород более позднего комплекса довольно слабое - осветление и небольшая перекристаллизация, в раннепермских гранодиоритах с калиевым метасоматозом, образованием пегматитовых структур замещения и появлением агрегатов вторичного биотита. Ширина экзоконтактных зон зависит от крутизны контактов и колеблется от первых десятков метров (у позднего комплекса) до 1-2 км (у раннего комплекса).

Характер залегания. Батпакский массив представляет собой длительно формировавшуюся сложную интрузивную залежь, имеющую в разрезе, по мнению всех исследователей, ассиметричную лакколитообразную форму. Внедрение ее в верхний структурный этаж произошло по Чингизскому сдвигу и сопровождающим его параллельным разрывам, а также в некоторой степени и по Балхаш-Чингизскому разлому. Об этом, в частности, свидетельствует пространственное размещение относительно небольших тел третьей, местами второй фаз позднего комплекса, которые отчетливо вытягиваются вблизи Чингизского сдвига в северо-западном направлении на значительные расстояния (до 10-18 км при максимальной ширине 2-4 км). Они имеют довольно прямолинейные границы и, судя по плоскостным ориентировкам цветных минералов и глубинных ксенолитов, круто падают на северо-восток (под углами $85-75^{\circ}$, иногда 70°), являясь, таким образом, телами трещинного типа. Аналогичное дайкообразное тело шириной около 1,5 км и длиной более 13 км, круто падающее на север, внедрилось по Балхаш-Чингизскому разлому. Этот же разлом служит, как считает Г.Ф. Ляпичев (Геология ..., 1962), подводящим каналом и для гранитоидов первой фазы раннепермского комплекса в северной части Батпакского массива.

С удалением от контролирующих разломов массив имеет межформационный характер залегания: на северо-западе он размещается, по-видимому, вдоль поверхности несогласия между осадочной толщей нижнего силура и полого лежащей на ней осадочно-эффузивной толщей нижнего - среднего девона, на юге и юго-востоке - близко к подошве относительно слабо дислоцированных вулканогенных пород кергетасской свиты. Поверхность интрузива полого (до $8-5^{\circ}$) погружается на юго-запад. На это указывает извилистость его границ по южному и юго-

¹ Не исключено присутствие среди пород первой фазы образований более древнего интрузивного комплекса, встречающихся в крупных ксенолитах (лейкократовые диориты, кварцевые монзонит-порфиры).

западному краю (неправильные глубокие "залиты" и мысовидные выступы), которые в целом грубо согласны со слоистостью вмещающих толщ (вблизи Чингизского сдвига контакты с боковыми породами прямолинейны и круты). Здесь же вдоль контактов присутствуют полого падающие жильные тела. В центральных частях массива отмечается значительное количество почти горизонтально залегающих останцов кровли, нередко глубоко переработанных. Пластообразную форму по юго-западному краю массива имеют и гранитные тела позднего интрузивного комплекса, пологая ($8-10^{\circ}$) кровля которых местами только вскрывается в процессе современной эрозии. Вертикальная мощность таких пластовых залежей оценивается в первые сотни метров. На северо-западе массива известна относительно крупная коническая залежь.

Ориентировка и характер тектонических напряжений, существовавших во время становления приразломного интрузивного массива, отчетливо восстанавливаются при анализе трещинной тектоники, о которой лучше всего можно судить по уникальному дайковому полю.

Структурный анализ дайкового поля

Батпакский массив весь буквально насыщен дайками (рис. 65, А). Наибольшее их скопление наблюдается в районе юго-восточного окончания массива, где их выходы составляют до 80% обнаженной площади. Очень много даек и в северной части массива, там они встречаются в среднем через каждые 25–50 м. Количество даек всюду сильно уменьшается с удалением от Чингизского разлома.

Размеры дайковых тел весьма разнообразны. Мощность их обычно зависит от состава: мощность тел среднего и основного состава колеблется от 0,5 до 3 м, очень редко больше, а мощность наиболее распространенных даек кислого и щелочного состава – от 1,5–3 до 10–20 м (чаще всего 5–10 м). Длина же даек определяется главным образом тем, какой морфологический тип трещин они выполняют.

В Батпакском массиве можно выделить три основные структурные разновидности дайковых образований: 1) дайки, связанные с зонами пластического скалывания; 2) дайки, внедрившиеся вдоль хрупких сколов; 3) дайки, внедрившиеся по трещинам отрыва. Пространственное размещение и ориентировка трещинных тел каждого из этих трех типов вполне определены. Они слагают закономерные сочетания между собой системы различных направлений, образующие весьма характерный структурный рисунок, который подчеркивается разрывными нарушениями. В любой из систем присутствуют дайки многих поколений (в силу чего автор отказался от детального разделения всей обильной серии даек на возрастные генерации), и структурный рисунок дайкового поля принципиально не отличается ни на площадях развития изверженных пород разного возраста, ни за их пределами.

Возникновение такого рисунка обязано действию длительно существовавших тектонических напряжений, связанных, как будет показано, с движениями по Чингизскому сдвигу.

Системы даек. В дайковом поле Батпакского массива выделяются две части, которые отличаются взаиморасположением дайковых систем разных простираний (см. рис 65, А). Обращает на себя внимание юго-восточная, суженная часть массива. Здесь развита по существу одна система даек, представленная своеобразным роем, простирание которого с удалением от Чингизского сдвига сильно меняется. От разлома дайки отходят под очень острым углом, следуя недолго в направлении северо-запад $300-305^{\circ}$, затем постепенно поворачивают на запад, после чего их простирание быстро изменяется до меридионального и субмеридионального; в южном направлении дайки далее исчезают. Таким образом, дайковый рой в плане имеет отчетливо дугобразную форму; вершина дуги обращена на северо-запад. Осевая линия дугобразного роя составляет с линией Чингизского сдвига, протягивающегося на северо-запад 320° , угол порядка $10-15^{\circ}$.

Дугообразный рой образован дайками одного морфологического типа. Их протяженность достигает 1000–1700, чаще 600–1000 м; выходы обычно прерывистые и состоят из более коротких отрезков (длиной до 300–180 и даже 120–30 м и менее), расположенных пунктирно или кулисно, причем расстояния между отдельными отрезками бывают значительные (десятки метров). В плане дайки местами волнисто изгибаются и субпараллельны одна другой. Вдоль контактов часто тянутся цепочки мелких инъекций; внутри даек встречаются ксенолиты, а по краям отторженцы вмещающих пород.

По простиранию наклона подобных даек нередко изменяется. На субширотных отрезках роя они падают преимущественно на юг, причем углы падения обычно увеличиваются с приближением к Чингизскому сдвигу (например, на крайнем юго-востоке роя от 40–45 до 70–75°), так что возле разлома дайковые тела, изменив свое направление до северо-западного, наклонены максимально круто – под углами 80–90°. Встречаются также широтные дайки, падающие на север (под углами 60–80°). На длительно простирающихся участках роя дайковые тела падают вертикально или круто наклонены в разные стороны. Вдоль их контактов часто хорошо выражены параллельно расположенные кливажные отдельности. Простирание и падение дайковых интрузий восточной, приразломной части роя обычно совпадают с простиранием и направлением падения плоскостей сланцеватости; часто по падению дайки заметно рассланцованы.

Наиболее многочисленны в рассматриваемом рое дайки второго этапа раннепермского интрузивного комплекса. На участках, сложенных породами позднего комплекса, рой гораздо менее густой. Там к нему относятся жильные тела, связанные с первой интрузивной фазой (мощность их достигает местами 20 м) и очень редко со второй фазой. Среди образований третьей фазы дайки этого роя отсутствуют.

Размах (ширина) дугообразного роя постепенно увеличивается в северо-западном направлении от 10 до 17 км. Изменение простирания даек на юго-востоке в "основании" дуги происходит очень быстро: дайки разворачиваются на 90° на расстоянии всего 600–700 м. При этом изгибание отдельных тел нигде не превышает 15–20°. В 15–20 км к северо-западу смена простираний на 90° происходит более плавно на протяжении 2–3 км; длина даек в месте "перегиба" значительно больше, но иногда они довольно резко преломляются, образуя тупые углы и изменяя простирание на 50°. Еще дальше на северо-запад, приблизительно там, где начинается резкое расширение интрузивного массива, дугообразный рой теряет отчетливое выражение. В "вершинной" его части в простираниях даек появляются элементы хаотичности, зависящие от местных неоднородностей; в западном направлении этот рой сменяется северо-восточной системой даек иной морфологии.

Дугообразный дайковый рой обнаруживает определенную связь с формой Батпаковского массива, будучи в первую очередь приуроченным к Чингизскому разлому. Внедрение слагающих его даек, несомненно, происходило по ослабленным зонам, возникшим в ходе деформации приразломной полосы. Описанные закономерности пространственного размещения жильных тел (структурный рисунок) указывают на пластический характер деформации – дайки связаны с зонами пластического скалывания. На специфике условий их становления мы остановимся ниже.

В северной части Батпаковского массива получили широкое развитие дайки, внедрившиеся по прямолинейным системам трещин скалывания нескольких направлений. Сложены они жильной серией преимущественно позднепермского – раннетриасового (?) интрузивного комплекса, а зоны их сгущения обычно концентрируются вблизи разрывов со сдвиговой компонентой перемещения.

Дайки, внедрившиеся по трещинам скалывания, отличаются прямолинейностью и параллельным расположением по отношению одна к другой в пределах одной системы. Падают они вертикально или почти вертикально, длина отдельных тел варьирует от 200–600 до 1100–1500 м, встречаются дайки, вытягивающиеся и на 1600–1800 м. Широко развиты дайковые зоны протяженностью от 2,5 до 5,5 км (обычно 3–4,5 км); они состоят из пунктирно или кулисно расположенных тел, расстояния между концами которых составляют всего несколько метров и не превышают 10–20 м. Стенки их относительно ровные, параллельные; мощность тел

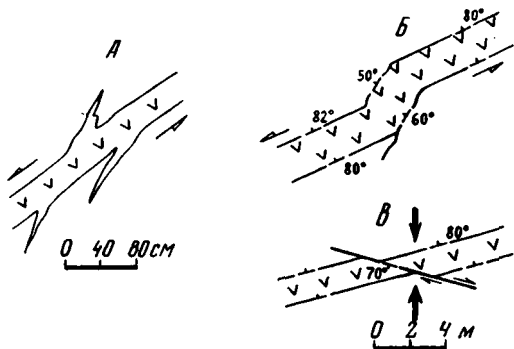


Рис. 66. Дайки в трещинах сколового типа, сложенные породами среднего и основного состава; северная часть Батпакского массива

по простиранию и падению остается постоянной. Вдоль контактов нередко наблюдается слабое рассланцевание и отслаивание вмещающих пород. Некоторые дайки имеют перистое строение: от них под острыми углами отходят короткие клиновидные апофизы, образовавшиеся по оперяющимся трещинам отрыва (рис. 66, А).

Следует отметить, что указанные признаки наиболее четко проявлены у даек среднего и основного состава, мощность которых не превышает 3 м. Кислые дайки имеют всегда большую мощность — не менее 5, обычно же 8–10 м. В плане они слабо изгибаются, края даек часто заметно извилистые, отслаивание вдоль контактов отсутствует. Стенки их нередко изломаны уступами, причем уступы на противоположных стенках часто бывают направлены один от другого. Перечисленные явления вызваны активным механическим воздействием жильного материала на поверхности трещин и полостей, что привело к их некоторой деформации. Очевидно, указанные небольшие отличия в морфологии дайковых тел одного типа обусловлены разной вязкостью внедрявшихся магматических расплавов. В случае легкоподвижных магм (более основного состава) распирающее давление по длине раскола практически постоянно, в результате стенки даек близко параллельны, а мощность их относительно невелика и очень выдержана на больших расстояниях. Если же вязкость расплава значительна, то как следствие будет пропорционально большей и мощность образующейся дайковой интрузии (Пэк, 1968), которая при этом должна раздвинуть слабо приоткрытую полость сколовой трещины.

В северной части Батпакского массива среди даек околотового типа самыми многочисленными являются тела, простигающиеся по азимуту северо-восток $60-70^\circ$ и отличающиеся наибольшей протяженностью. Они связаны с левыми сколами. Для параллельных им разломов отчетливо устанавливается левосторонний характер горизонтального смещения крыльев. Некоторые дайки непосредственно продолжают (как правило, пунктирно) линии сдвигов. Другие имеют перистое строение, и на направление подвижек вдоль дайковмещающих трещин указывает расположение даечных апофиз (см. рис. 66, А). Левосколовые смещения также подтверждаются нередко встречающимися ступенеобразными изломами (рис. 66, Б): короткие отрезки имеют всегда более меридиональное простирание (северо-восток 35°), в их пределах изменяется выдержанная до этого мощность дайковой интрузии и появляются другие признаки, свойственные полостям отрыва. Встречаются и самостоятельные трещинные тела простирания северо-восток $35-45^\circ$, которые залечили трещины отрыва, оперяющие сколы и возникшие в результате сдвиговых подвижек по ним. Подобные дайки внедрились, следовательно, по трещинам второго порядка.

Дайки рассмотренной системы состоят из жильных образований многих генераций, начиная с относительно более поздней жильной серии второго этапа ран-

¹ Следы механического давления на стенки наблюдаются и у тел как кислого, так и среднего состава, внедрившихся по зонам пластического скалывания.

непермского интрузивного комплекса и кончая дайками второго этапа. следующего комплекса. Часто одна и та же сколовая трещина бывает залечена несколькими дайками. С приближением к Чингизскому разлому система прямолинейных протяженных даек восток-северо-восточного простирания (хрупкие сколы) сменяется гораздо более короткими волнисто-изогнутыми дайками субширотного направления, внедрившимися по зонам пластического скалывания. Смена даек разного морфологического типа, обусловленная, очевидно, изменением характера деформаций, происходит в приразломной полосе на расстоянии 10–12 км от линии главного сместителя. При этом на отдельных участках, как, например, по южному борту долины р. Калгутты в горах Кызылшелек, дайки простирания северо-восток 65° , сложенные диорит-порфиритами (позднепермский – раннетриасовый? интрузивный комплекс), секут субширотные (восток 80°) тела микродиоритов (раннепермский комплекс).

Структурный рисунок северной части дайкового поля определяется в основном сочетанием двух указанных систем даек. Но встречаются также, хотя и довольно редко, иные системы даек сколового типа. Длина их обычно небольшая, в несколько раз меньше длины восток-северо-восточных жильных интрузий. В их число входят рассеянные по всей площади дайковые тела северо-западного ($310-315^{\circ}$) простирания. Они субпараллельны Чингизскому разлому и правым сдвигам в его зоне, известным, в частности, на севере Батпакского массива, в районе сопки Карашоки и Кундыбай, или к югу от р. Аягуз, вдоль северо-восточных окраин гор Котурбулак. В горах Котурбулак дайки микрогранитов северо-западного простирания, связанные с третьей фазой позднего комплекса, прорывают субширотные (80°) дайки из дугообразного роя, сложенные граносиенит-порфирами (ранний комплекс).

В зоне Чингизского разлома встречаются небольшие разрывы и трещины, простирание которых приближается к меридиональному (от $340-345^{\circ}$ до 355°). Вдоль них местами отчетливо видны правосторонние смещения. Так, на севере Акадырских гор, в 2 км от главного сместителя Чингизского сдвига, вертикально падающая дайка микродиорита мощностью 1 м, простирающаяся по азимуту 290° , смещена по сколовой трещине (азимут падения 250° , угол 70°) на 2,4 м. По этому направлению внедрялись и некоторые жильные тела, сложенные породами, среди которых не встречаются разности древнее, чем третья фаза позднего интрузивного комплекса. Кроме того, на правобережье р. Аягуз имеются дайки, ориентированные параллельно разрыву простирания северо-восток $30-35^{\circ}$, протягивающемуся по юго-восточному краю Акадырских гор и обладающему признаками левого сдвига. Последний оперяется субмеридиальными дайками, образовавшимися по трещинам отрыва более высокого порядка.

Таким образом, внедрение даек сколового типа произошло по системам трещин строго определенных направлений. Они группируются в две пары сопряженных систем: 1) простирания восток-северо-восток $60-70^{\circ}$ (левые сколы) и северо-запад $310-315^{\circ}$ (правые сколы); 2) северо-восток $30-35^{\circ}$ (левые сколы) и север-северо-запад $340-345^{\circ}$ (правые сколы). Первая пара пользуется повсеместным развитием: дайки северо-западного и восток-северо-восточного простирания встречаются и в юго-восточной части Батпакского массива на площади дугообразного роя.

Также повсеместно распространены, хотя и встречаются относительно редко, дайковые интрузии, связанные с трещинами отрыва меридионального простирания и образующие самостоятельную систему. Протяженность тел, внедрившихся по трещинам отрыва, обычно невелика – от 50–60 до 150–300 м; простирания их довольно изменчивы, дайки часто ветвятся, соединяются или кулисно подставляют одна другую, образуя подчас целые дайковые зоны, длина которых колеблется от 900–1000 до 1800–2000 м, редко 2700 м. Расстояния между концами кулис в таких зонах порядка нескольких десятков метров. Падают дайки, как правило, очень круто – под углами до $80-85^{\circ}$. Мощности их по простиранию не выдержаны: стенки зазубренные, изломанные, причем выступам на одной из них обычно соответствуют углубления на противоположной или наоборот, так что при сближении стенки даек могли бы сомкнуться.

В западной части Батпакского дайкового поля интрузии этого типа слагают наиболее протяженные зоны, вытянутые по азимуту $5-10^{\circ}$. На востоке подобные дайковые зоны гораздо короче и имеют простирание $0-5^{\circ}$, которое соответствует направлению оперяющих Чингизской сдвиг сбросов. Меридиональная система состоит только из даек второго этапа (преимущественно последних генераций) более позднего интрузивного комплекса. Во всех случаях взаимопересечения они прорывают трещинные тела иного направления.

Следует остановиться еще на одной системе даек, развитой локально на крайнем северо-западе Батпакского массива. Это радиальная система, возникшая при образовании кольцевой интрузии щелочных кварцевых сиенитов (см. рис. 65, А). По мнению одних исследователей (Геология ..., 1962), этот интрузив имеет в разрезе форму конического слоя. Е.Н. Савочкина и В.Г. Чуйкова (1963) считают, что он представляет собой пластовую полого падающую (под углами $15-20^{\circ}$) на юго-запад залежь, которая посередине была приподнята небольшим куполом мелкозернистых гранитов, вследствие чего после эрозионного среза сохранились только кольцевидные выходы. По нашим наблюдениям, правильна первая точка зрения.

Щелочные кварцевые сиениты относятся ко второй фазе позднеморского - раннетриасового (?) интрузивного комплекса (по схеме Е.Н. Савочкиной и В.Г. Чуйковой - третья генерация дополнительных интрузий). Они образуют кольцевое тело эллиптических в плане очертаний шириной $1-2,5$ км, внешние размеры которого составляют 11 и 18 км, а длинная ось ориентирована (точнее, была ориентирована) на северо-запад 300° . Кольцо рассекается сдвигами восток-северо-восточного простирания; по северному из них, длина которого достигает 25 км, максимальная амплитуда левостороннего смещения отмечается на западном конце. Среди пород, слагающих тело, преобладают крупнозернистые (иногда среднезернистые) разности однородного сложения и бледно-розовой до сиреневой окраски. В рельефе они дают обрывистые скальные обнажения, особенно эффектные на севере и северо-востоке (гора Жамантас), где их высота достигает $100-120$ м, и заметно выделяющиеся на востоке, юго-востоке (район горы Конурсандыктас) и юго-западе (гора Актобе). По внутреннему краю интрузия местами сопровождается кольцевыми дайками таких же, только более мелкозернистых пород мощностью свыше 10 м.

В центральной, очень плохо обнаженной части (урочище Акжайлыу) концентрически располагается большое количество мелких тел желтоватых мелкозернистых до аплитовидных лейкократовых гранитов (третья фаза), которые на рис. 65 не показаны. Они участвуют в кольцевой системе; их выходы тоже нарушены и разобщены восток-северо-восточным сдвигом.

Внедрение основного интрузивного тела произошло по крупному (или нескольким более мелким) кольцевому (по-видимому, коническому - на севере общий наклон в южном направлении достигает предположительно 55°) разлому. С механизмом становления конической интрузивной залежи тесно связано образование радиальной системы даек.

Радиально расположенные по отношению к кольцевому интрузиву дайки выполняют типичные трещины отрыва. Они сложены породами, аналогичными или очень близкими по составу щелочным кварцевым сиенитам главной интрузии, только хуже раскристаллизованными, - сиренево-розовыми, сиренево-серыми до светло-серых сиенит- и граносиенит-порфирами с щелочными темноцветными минералами. Радиальные трещинные интрузии (мощность их от 2 до $6-10$) встречаются и внутри кольцевого тела, где среди них имеется немного жильных образований третьей фазы, и за его пределами, и в нем самом. Наиболее многочисленны они на юго-востоке, где дальше, чем на других участках, отходят от его внешнего края (до 5 км). При этом их простирание отклоняется от строго радиального, явно приспособляясь к более древним направлениям трещиноватости (субширотному и восток-северо-восточному). Восток-северо-восточное "сколовое" направление, по которому позже внедрились дайки второго этапа (преимущественно среднего состава), неоднократно пересекающие кольцевой интрузив, частично используется радиальной системой также и к востоку от последнего.

Связь с полями напряжений. Из рассмотренных систем даек на площади Батпакского массива региональным распространением пользуются лишь тела, внедрившиеся по сколам восток–северо–восточного и северо–западного простираний (первая пара) и вдоль длительно вытянутых трещин отрыва. Указанные системы характеризуются практически неизменными простираниями на всей территории. отклонения составляют менее 10° . Очевидно, эти системы связаны с региональным полем напряжений. По их взаиморасположению можно судить о пространственной ориентировке главных осей этого поля. Поскольку простирание меридиональных трещин отрыва совпадает с простиранием биссекторных линий между сопряженными системами трещин скалывания, которые в среднем вытянуты по азимуту примерно $7-8^{\circ}$, то это направление должно отвечать направлению действия алгебраически минимальных нормальных напряжений, т.е. наибольшему сжатию (см. рис. 65, Б), с чем согласуется и направление горизонтального смещения крыльев Чингизского разлома.

Появление иных систем даек в приразломной полосе указывает на изменение напряженного состояния с приближением к Чингизскому сдвигу и вызвано, по-видимому, движениями вдоль него. Следовательно, поле тектонических напряжений, обусловившее возникновение дугообразного дайкового роя, имело местный характер. Совершенно иные причины вызвали образование локально распространенной на северо–западе Батпакского массива радиальной системы даек, проникнувших по трещинам отрыва. Последние, согласно ставшим классическими представлениям Е.Андерсона (Anderson, 1951), возникли при внедрении конической интрузии в результате вертикально направленного давления магматического расплава. Так что сугубо локальное поле напряжений обязано исключительно магматическим причинам и является наложенным на региональное поле, поэтому из дальнейшего анализа его можно исключить.

Палеодинамическая обстановка

Структурный рисунок Батпакского дайкового поля формировался в неоднородном и сложном поле тектонических напряжений, получившемся в результате взаимодействия регионального и местного полей. Региональное поле напряжений определялось односторонне направленным, по линии север – юг, сжатием. Под влиянием подобным образом ориентированных внешних тектонических усилий перемещение западного крыла Чингизского сдвига на северо–запад началось несколько южнее, в районе Кызылжалской мульды, как было показано в V главе, уже в самом конце карбона. Движения по разлому происходили и во время становления приразломного многофазного Батпакского плутона, когда магматический материал, проникнув благодаря этим движениям в верхние ярусы земной коры, еще окончательно не остыл, в силу чего он вместе с прогретыми породами кровли обладал повышенной пластичностью. При смещении южнее расположенных более жестких масс горных пород вдоль линии Чингизского сдвига на север возникло дополнительное давление на пластичную зону, ограниченную с северо–востока жестким блоком другого крыла разлома. Это давление было ориентировано по правилу разложения сил перпендикулярно границам зоны и определяло направления действия максимального сжатия местного поля напряжений (см. рис. 65, Б).

Таким образом, местное поле напряжений возникло в приразломной полосе вследствие переориентировки сжимающих усилий на границе с зоной, сложенной более пластичными, чем окружающие, породами. При этом деформации внутри такой зоны должны были распределяться неравномерно, в зависимости от ее конфигурации, т.е. в конечном итоге от формы интрузива. В юго–восточной, суженной его части ведущую роль играла пластическая составляющая деформации, своеобразным отражением которой может служить дуговидный даечный рой.

При сжатии пластины между относительно жесткими блоками, которые для упрощения считают недеформируемыми, внутри нее появляются тангенциальные напряжения. В самом простом случае (деформация плоская, границы блоков прямолинейны и параллельны одна другой) линии, вдоль которых направлено действие максимальных касательных напряжений, образуют два пересекающихся семейства циклоид

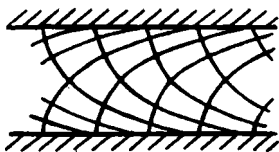


Рис. 67. Траектории максимальных касательных напряжений в пластическом слое при сжатии между жесткими плитами (по Л.М. Качанову, 1956)

(рис. 67). Близкая по рисунку сетка возникла в плане и на рассматриваемой территории. Траектории максимальных касательных напряжений приобрели северо-западную до широтной и субмеридиональную ориентировку (см. рис. 65, Б). Они представляли собой направления потенциальных сколов (первые - левых, вторые - правых), вдоль которых и внедрялись порции изверженных пород в виде дугообразного роя даек. Юго-западная граница распространения роя отвечает, по-видимому, погребенному краю Батпакского интрузива. Резкое изменение простирания всего роя обусловлено переходом жильных тел в узлах пересечения с траекторий одного направления (семейства) на траектории другого; в местах такого перегиба простирания даек наиболее непостоянны. Перекрещивание дайковых интрузий, связанных с разными семействами зон пластического скалывания, наблюдается лишь в северной части роя.

Согласно законам пластической деформации, чем меньше толщина пластины, тем давление на нее (при постоянной нагрузке) больше. С увеличением размеров интрузивного тела (пластины) давление со стороны более южных масс распределялось по большему объему, и вызванные этим давлением деформации в его пределах затухали. Поэтому сводовая часть дайкового роя в северо-западном направлении становится по мере расширения Батпакского массива все шире, а там, где массив утрачивает клиновидную форму и резко возрастают его размеры (объем), дугообразный рой исчезает совсем. Пластические деформации начались одновременно с внедрением раннепермского интрузивного комплекса, а прекратились со второй фазой следующего комплекса, когда узкий клин массива, по-видимому, значительно остыл и температурная разница с окружающими толщами сnivelировалась.

В северной части интрузива пластические деформации имели место лишь в приразломной полосе шириной 10-12 км, где способность пород к текучести (уменьшение их вязкости) в результате наиболее высокой скорости движения (Паталаха, 1967) возле Чингизского сдвига по-прежнему оставалась повышенной. Отчетливая приуроченность даек (или иначе зоны деформации) к Чингизскому шву и отсутствие их около Балхаш-Чингизского разлома свидетельствуют о том, что движения имели место только вдоль первого из них. Основным направлением действия максимальных касательных напряжений было северо-западное, с удалением от разлома постепенно менявшееся до широтного. Рой даек и даже отдельные крупные трещинные тела, сложенные, в частности, породами второй фазы позднего интрузивного комплекса (северо-восточная окраина Акадырских гор), располагаются именно по этому дуговидному направлению, отходя от Чингизского сдвига под углом порядка 20° . На некоторых участках сопряженно действовали тангенциальные напряжения меридионального направления, которое к югу плавно менялось на юг-юго-западное. Так, к северу от гор Котурбулак вдоль него следует небольшой рой даек, среди которых преобладают разности, связанные с поздним комплексом (первой и второй фазами).

С удалением от Чингизского сдвига пластическая составляющая деформации сменяется упругой (точнее, изменяется соотношение между ними). Причем, если напряженное состояние, обусловившее упругую составляющую, возникло достаточно давно (региональное поле напряжений), еще при становлении раннепермского интрузивного комплекса, то следы самих деформаций в виде трещин скалывания (хрупких сколов) появились позже, видимо, после достаточного охлаждения изверженных пород. Вдоль сколов, направления смещений крыльев которых соответствуют общему движению на север, стали внедряться лишь поздние генерации даечных тел второго этапа этого комплекса. Проникновение даек по сколовым сис-

темам продолжалось до самых последних стадий магматической деятельности. Причем в конце дайкообразования (начиная с третьей фазы позднепермского – раннетриасового? комплекса) трещинные интрузии сколового типа появляются и в зоне Чингизского сдвига, уже после образования дугообразного роя.

В региональном поле напряжений сначала заложилась одна пара сопряженных систем сколов – восток–северо–восточного и северо–западного простираний (первая генерация). Несколько позже, если судить по возрасту трещинных заполнений, возникла другая пара сколовых систем – северо–восточного и север–северо–западного простираний (вторая генерация). Они встречаются на ограниченной площади в основном лишь в районе резкого расширения интрузивного массива (на некоторых участках Акадырских гор и в горах Котурбулак) и поблизости от главного сместителя Чингизского сдвига. Заложение сколов второй генерации вызвано, возможно, наличием местных неоднородностей, но произошло в том же поле напряжений, что и сколов первой генерации: биссекторные линии обеих пар сопряженных сколовых систем ориентированы одинаково, по направлению действия наибольших сжимающих усилий. Различные углы скальвания ($50\text{--}55^\circ$ для первой генерации и $25\text{--}28^\circ$ для второй) могут быть объяснены последовательностью (разной стадийностью) появления сколовых пар, что хорошо увязывается с экспериментальными данными по моделированию трещин скальвания (Гептнер, 1970).

В заключительные этапы формирования Батпакского дайкового поля, когда вмещающие магматические породы окончательно застыли, на отдельных участках произошло их разрушение в направлении действия алгебраически минимальных нормальных напряжений и образовались трещины отрыва (понижение температуры уменьшает, как известно, прочность на отрыв), по которым и проникли наиболее поздние жильные дериваты.

Региональное поле напряжений не менялось на больших расстояниях и существовало в течение длительного интервала времени, охватившего по крайней мере всю пермь и начало мезозоя. В "чистом" виде оно проявилось на некотором удалении от Чингизского сдвига, где получила преимущественное распространение лишь одна система восток–северо–восточных сколовых трещин; в конечные стадии деформации интрузивного массива региональное поле вызвало появление ослабленных зон разного направления по всей анализируемой территории. О постоянстве этого поля напряжений (неизменности пространственных ориентировок его главных осей) свидетельствуют не только многократное внедрение даек и других трещинных тел различного возраста, но и характер последующих нарушений самих даек.

Так, в горах Кызылшелек (на севере Батпакского массива) некоторые мало–мощные дайки, сложенные жильными образованиями наиболее поздних генераций позднепермского – раннетриасового(?) интрузивного комплекса и связанные с трещинами скальвания (левыми) восток–северо–восточной системы, незначительно смещаются по правилу правого сдвига прямыми притертыми трещинами простирания запад–северо–запад 285° (см. рис. 66, В). Последние представляют сопряженные с дайковмещающими трещинами сколы, также возникшие в результате действия меридионально ориентированных максимальных сжимающих усилий. Кроме того, в приразломной полосе вдоль широтных отрезков наклоненных ослабленных зон, перпендикулярных в плане направлению наибольшего сжатия (см. рис. 65), после дайкообразования происходило надвигание (скальвание по наклонным плоскостям), которое явилось причиной сильного расщепления даечных тел на многих участках. Наконец, по меридиональному направлению заложилась сбросы, секущие в приразломной полосе все нарушения иных простираний. На юге они местами использовали ранее существовавшие зоны близкого простирания, но другой природы (зоны пластического скальвания).

На основании изложенного материала можно сделать следующие выводы. Обнаруживается тесная связь между тектоническими напряжениями и почти всеми системами даек Батпакского массива; исключение составляет только радиальная система, образовавшаяся под воздействием локальных чисто магматических причин. Остальные дайковые системы, несмотря на различия в их простираниях, времени возникновения и морфологии, явились результатом воздействия на интрузив сложного, но по существу единого силового поля.

В этом основном поле напряжений, существовавшем очень длительно, с течением времени изменялись лишь динамическая обстановка и характер деформаций в разных его частях. Наиболее ранними были пластические деформации, проявившиеся только в приразломной полосе. В качестве их отпечатка можно рассматривать развитый там дуговидный рой даек. Дайки этого роя гораздо сильнее, особенно ближе к Чингизскому разлому, раздроблены и деформированы, чем дайки других систем. Часть слагающих их жильных пород (первые генерации раннего интрузивного комплекса) не встречаются среди даек иных систем. Нарушения, обусловленные упругой составляющей деформации (прямолинейные сколовые системы нескольких направлений), возникли в целом несколько позднее по мере изменения физического состояния (охлаждения) деформируемых пород. В последнюю очередь заложились длительно вытянутые хрупкие отрывы, среди жильных заполнений которых присутствуют лишь дайки нескольких самых поздних поколений позднепермского – раннетриасового (?) интрузивного комплекса. Об относительном возрасте дайковых систем можно судить по отсутствию среди них каких-либо поколений даек, поскольку более молодые дайковые интрузии могли проникнуть и по более древним зонам иной морфологии.

ЗАПАДНО-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ПОЯС ГРАНИТОИДОВ

Пояс состоит из двух сильно сближенных интрузивных полос, оперяющих Чингизский сдвиг с востока. Более северная полоса протягивается на 80 км в субширотном направлении вдоль южного склона и частично осевой зоны хр. Западный Тарбагатай вплоть до меридиана гор Чигарак (см. рис. 3). Полоса имеет ширину 10–15 км и представлена цепочкой разобщенных на поверхности массивов, обычно неправильных прихотливых очертаний, с пологой кровлей, которые на глубине, по-видимому, соединяются между собой. Южнее по магнитометрическим данным намечается вторая полоса; в ее пределах на западе обнажаются Некрасовский и Тасбулакский массивы. Возле Чингизского разлома обе полосы сливаются и в узком (4–5 км) Атабайском горстовом блоке на расстоянии 50 км примыкают к главному сместителю, интродуруя местами противоположное крыло. В Атабайском приразломном блоке с севера на юг выделяются Жаманегинский, Атабайский и Тасбулакский массивы, составляющие по существу одно интрузивное тело.

Геологическое строение. Распространенные в Западно-Тарбагатайском поясе магматические образования относятся по крайнему мере к двум разновозрастным многофазным комплексам. Породы раннепермского комплекса в петрографическом отношении отличаются большой пестротой состава, что связано, как отмечают все исследователи, с широко проявленными процессами гибридизма, в результате которых возникла вся гамма разновидностей от габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов до наиболее распространенных гранодиоритов, адамеллитов, а также биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Гибридная серия пород развита в краевых частях массивов, для которых характерно наличие огромного количества ксенолитов – на отдельных участках, как указывают С.Н. Голышев и Ю.А. Твердислов, до 70–80% общей массы.

Интрузии позднепермского комплекса встречаются реже; они представлены лейкократовыми и аляскитовыми до щелочных разностей гранитами, для которых явления гибридизма менее характерны.

Дайковая серия в гранитоидном поясе довольно многочисленна. Наиболее упорядоченные пространственные ориентировки жильных тел наблюдаются на западе. В приразломной зоне Жаманегинского массива преобладают простирания

¹ Не исключено, что встречающиеся обособленно вдоль южного склона хр. Тарбагатай наиболее основные разности (габбро и габбро-диориты) могут составлять самостоятельный интрузивный комплекс – позднекаменноугольный.

даек по азимуту $275-285^{\circ}$. Эти дайки представляют собой довольно прямолинейные тела сколового типа протяженностью до 1–1,5 км и мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3–5 м; падают они очень круто (не положе 75°) в основном на север, редко на юг (под углом 85°). Среди выполняющих пород встречаются гранит-порфиры, чаще микродиориты, диорит-порфириты, слагающие обычно менее мощные интрузии. Внедрились они вдоль правых трещин скалывания, о чем можно судить по ступенчатому излому; короткие смыкающие отрезки простираются на северо-запад 320° и обладают признаками полостей отрыва. Северо-западную ориентировку имеют и самостоятельные дайковые тела, также связанные с трещинами отрыва (второго порядка). В резко подчиненном количестве распространены короткие (несколько десятков метров) субмеридиональные дайки, образовавшиеся, вероятно, по трещинам отрыва первого порядка. На широте Некрасовского массива, в районе слияния рек Егису и Теректы, а также в горах Атабай от Чингизского сдвига отходят довольно обильные серии субширотных (простираение 280°) даек. Они также весьма прямолинейны, вертикальны и сложены в основном различными гранит-порфирами и микродиоритами; мощность первых достигает 10–20 м, вторых – несколько метров, длина около 500 м. Внедрились они по оперяющим сколам.

Расположение перечисленных систем даек свидетельствует о субмеридиональном направлении действия наибольшего сжатия. Такой характер поля напряжений сохраняется и с удалением от Чингизского сдвига к востоку. Так, в районе горы Сандыктас (примерно в 15 км от разлома) вскрываются, как сообщает Р.С. Качурин и другие, вертикально падающие кварцевые жилы мощностью 3–10 м (по трещинам отрыва), составляющие длительно вытянутую зону длиной до 2,5 км.

Структурное положение. Западно-Тарбагатайский гранитоидный пояс приурочен к области наибольшего сгущения каледонских структур на стыке их с герцинскими. В этой области развиты оперяющие Чингизский сдвиг интенсивные надвиговые дислокации (Акчаульская зона смятия и другие, см. рис. 9). По ним тектонически сближены, например, ядра крупных линейных антиклиналей, которые являются восточными продолжениями Акчатауского антиклинория и Балкыбекской антиклинали и также сложены разновозрастными и разноформационными толщами докембрия (?) и нижнего палеозоя. К западу от Чингизского сдвига расстояние между ядерными частями названных структур равно по крайней мере 15 км, к востоку же они находятся в одной надвиговой зоне (см. рис. 38). По этой зоне вблизи главного сместителя сдвига почти полностью перекрыта и вся переходная область между каледонидами и герцинидами. По-видимому, Западно-Тарбагатайский интрузивный пояс тесно связан с мощной оперяющей зоной сжатия не только пространственно, но и генетически.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ОСЕВОЙ ЧАСТИ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В зоне Чингизского сдвига обнажаются единичные дискордантные массивы центрального типа обычно кольцевого строения, слабо вытянутые вдоль линии сместителя (например, Бирликский) или имеющие изометричные контуры. Лучше других изучены из числа наиболее крупных (см. рис. 3, 16) Сарышокинский и Эдрейский массивы.

Сарышокинский массив. На современном эрозионном срезе массив занимает площадь 30 км². Очертания его резкие, с внешней стороны подчеркиваются обрывистой стеной высотой до 40–50 м. Форма его в плане грушевидная, причем длинная ось изгибается, меняя свое простирание от широтного на западном суженном конце до северо-восточного на противоположном. Размер массива по длинной оси порядка 11 км, в поперечнике до 7 км. На севере основание "груши" частично срезается Карлыбулакским разломом в месте его сочленения с Чингизским сдвигом (рис. 68).

Сарышокинский массив сложен породами позднекаменноугольного – раннепермского интрузивного комплекса. В центральной части обнажаются мелко- и сред-

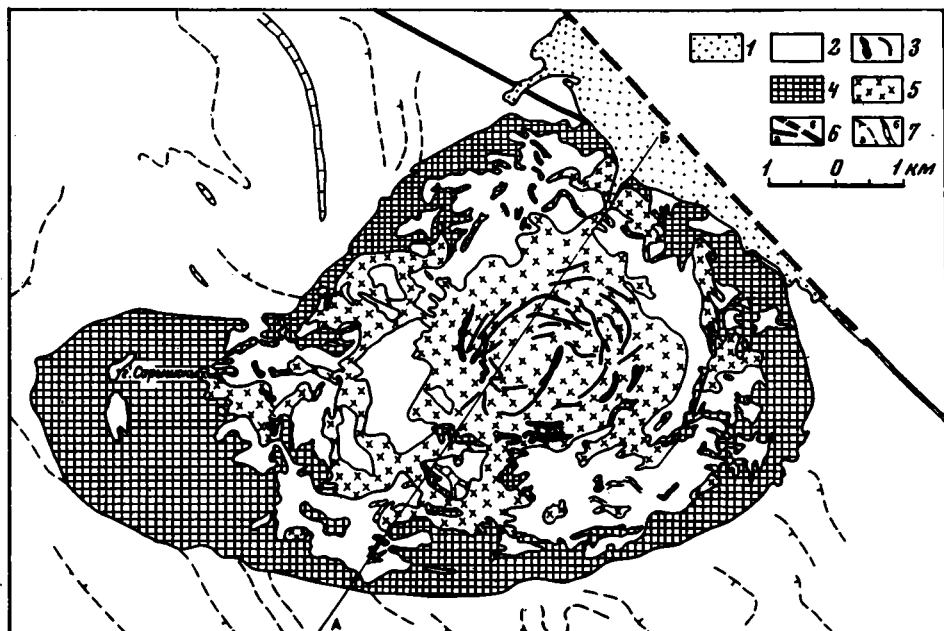


Рис. 68. Геологическая схема и разрез Сарышокинского гранитоидного массива (по данным А.Г. Денисюка, В.Н. Киньшакова, Н.А. Клепикова, В.З. Ячкова, с небольшими изменениями)

1 - четвертичные отложения; 2 - породы сарышокинской и найманской свит (арениг - лланвири); 3-5 - позднекаменноугольные - раннепермские интрузивные образования: 3 - жильные граниты, 4 - лейкократовые граниты, 5 - роговообманково-биотитовые диориты; 6 - разломы: Карлыбулакский (а) и Чингизский (б); 7 - простираения слоев вмещающих толщ (а) и выходы известняков (б)

незернистые роговообманково-биотитовые диориты (первая фаза) с многочисленными останцами ороговикованных вмещающих пород (сарышокинская и найманская свиты, а также среднезернистые диориты и габбро-диориты более древнего интрузивного комплекса). По краям они окаймлены почти непрерывной полосой шириной в среднем 500-700 м крупнозернистых лейкократовых гранитов (вторая фаза). Внутри по кольцевым трещинам располагаются жильные мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, микрограниты (третья фаза, второй этап), а дайки первого этапа (гранит-аплиты, пегматиты, кварцевые жилы) выполняют также и радиальные трещины.

По данным А.Г. Денисюка, В.З. Ячкова, Н.А. Клепикова и других, трещинные отдельности в краевой части массива падают преимущественно в сторону центра. Как рисуют указанные авторы на геологическом профиле (см. рис. 68), внутреннее строение его отвечает полого расслоенному довольно плоскому чашеобразному телу, у которого обнажена лишь апикальная часть. Хорошо выраженная внутри широкой части "груши" концентрическая система трещин, выполненная наиболее молодыми интрузивными образованиями, располагается, по-видимому, непосредственно над подводящим трубообразным каналом. Последний, судя по геомагнит-

ным данным, круто падает на северо-восток, в сторону Чингизского сдвига. Внешние кольцевые разломы, по которым внедрились граниты второй фазы, также обусловлены калдерным эффектом в расширенной приповерхностной части интрузива.

Массив Эдрей. Этот пермский гранитный массив напоминает по форме, размерам и пространственному положению Машанскую вулканоплутоническую структуру. В плане он представляет слабо овальное правильных очертаний тело с хорошо выраженным кольцевым строением (рис. 69). Длинная ось его имеет близкое к широтному простираение ($95-98^\circ$), протяженность ее 20 км, длина короткой оси 14 км. По периферии интрузив местами нарушен радиальными разломами. Наиболее древними являются разнозернистые лейкократовые и биотитовые граниты, слагающие большую его часть. По-видимому, несколько позже внедрились средне- до круп-

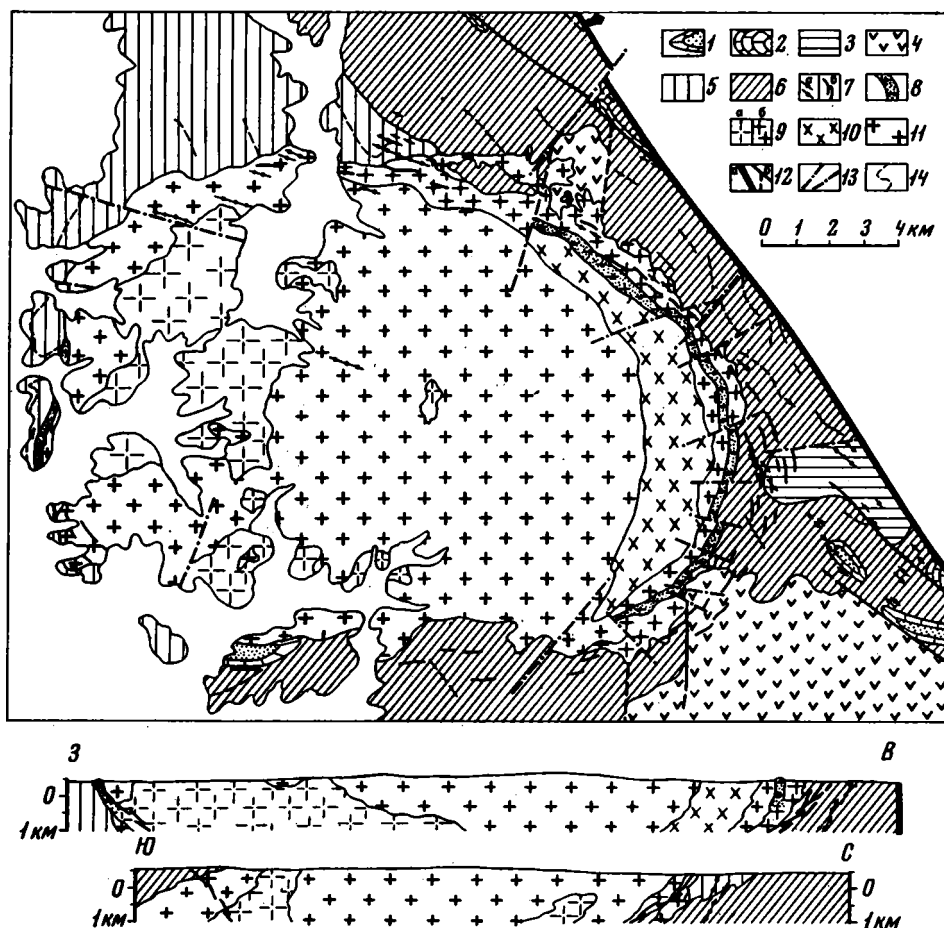


Рис. 69. Геологическая схема и разрезы гранитного массива Эдрей. Составлена с использованием данных Б.В. Бузинского и А.А. Корыткина

1 - карбонатно-терригенные отложения нижнего визе; 2 - известняки фаменского яруса; 3 - красноцветные песчаники живетского и франского ярусов; 4 - вулканогенные образования кайдаульской свиты нижнего - среднего девона; 5 - пестроцветная толща нижнего силура; 6 - осадочно-вулканогенные породы среднего - верхнего ордовика; 7-11 - пермский интрузивный комплекс: 7 - даечная серия северо-западной (а) и кольцевой (б) систем, 8-9 - аляскитовые граниты: 8 - среднезернистые, 9 - крупнозернистые и порфировидные (а), мелкозернистые (б), 10 - биотит-роговообманковые граниты, 11 - разнозернистые лейкократовые граниты; 12 - Чингизский сдвиг (а) и связанные с ним разрывные нарушения (б); 13 - другие разломы; 14 - простираения отдельных горизонтов

нозернистых биотит-роговообманковые граниты, образующие серповидный выход на востоке интрузива. К следующей фазе относятся преимущественно крупнозернистые и порфировидные аляскитовые граниты, известные по восточному и северному краям массива, и мелкозернистые аляскитовые граниты, дающие извилистые выходы на западе и юго-западе. Взаимоотношения между этими двумя разновидностями аляскитов нигде не наблюдаются. Близко по времени, но все же чуть позже внедрились по разломам кольцевой системы среднезернистые аляскитовые граниты. Они образуют хорошо выраженную в рельефе дайку с крутыми обрывистыми стенками высотой от 10–15 до 50 м, которая прослеживается вдоль восточного контакта, где ее длина достигает 15 км, и на крайнем западе (протяженность ее здесь 4 км); мощность дайки колеблется от 200 до 400 м, чаще всего 300 м.

С массивом Эдрей связаны две системы маломощных даек. Более ранней является кольцевая система, в которой принимают участие кварцевые порфиры, гранит-порфиры, аплиты, жильные граниты¹. Кольцевые дайки наиболее многочисленны на востоке массива, реже всего они встречаются на юге и севере. Мощность их обычно первые метры, но может достигать и 10 м, протяженность не превышает 700 м. Падают они всюду к центру массива, на востоке, где они лучше обнажены, видимые углы падения колеблются от 40 до 55–60°. Трещины, которые они выполняют, весьма извилисты и по морфологии относятся к трещинам отрыва. Обращает внимание эксцентричное расположение кольцевого пояса по отношению ко всему массиву и главной кольцевой дайке аляскитовых гранитов в частности, что хорошо видно на востоке, где рой кольцевых даек в северном направлении постепенно сближается с последней (в южном направлении – наоборот). Длинная ось дайкового пояса параллельна длинной оси овального интрузива, но смещена несколько к югу. Это объясняется формой интрузива в разрезе. Если в широтном сечении можно предполагать относительно симметричное строение (в виде чаши), то в меридиональном массив представляет собой уплощенное тело, погружающееся в южном направлении, с крутым северным и пологим южным контактами (см. схематизированные профили на рис. 69). Общий наклон к югу подтверждается также шириной зон контактового воздействия на вмещающие породы: вдоль северного края ширина ороговикования равна примерно 1 км, а к югу от массива она возрастает до 3 км и более, хотя вмещающие толщи имеют приблизительно одинаковый состав.

Вторая система даек, связанная с последним этапом пермской магматической деятельности в районе гор Эдрей, имеет северо-западное простирание. Дайки сложены фельзит-порфирами, граносиенит-порфирами и сиенит-порфирами; более распространены две последние разновидности. По морфологии эти трещинные тела отличаются от пересекаемых ими кольцевых даек: они довольно прямолинейные с ровными параллельными стенками, протяженность их иногда достигает 1 км и более, падение крутое на юго-запад; выполняют они трещины скалывания. Почти все дайки сосредоточены в одной узкой линейной зоне, отходящей под острым углом от Чингизского сдвига. При этом с удалением от него простирание даек постепенно меняется: если вблизи разлома их простирание составляет северо-запад 330–320°, то северо-западнее становится 305°, а у северного края гранитного массива уже 295–290°. Дальше дайки этой системы не прослеживаются. Таким образом, северо-западный рой даек внедрился по зоне скалывания, оперяющей Чингизский сдвиг, которая вблизи него подчеркивается несколькими сближенными разломами этого типа.

Упомянувшееся сходство Эдрейского массива с Машанским не только чисто внешнее. Внутреннее строение интрузива также весьма похоже на корневую зону вулканической структуры. Прежде всего обращает внимание приуроченность выходов разновозрастных интрузивных пород кольцевой системы почти только к меридиональным ее участкам. Это относится и к биотит-роговообманковым гранитам, и к среднезернистым аляскитам, и в какой-то мере к кольцевым дайкам. И хотя ме-

¹ Местами они выполняют также радиальные трещины.

ридиональных разрывных нарушений (пермского возраста) типа сбросов в районе практически нет, несомненно наиболее ослабленными зонами проницаемости, как и в горах Машан, являлись долготные отрезки кольцевой структуры. Другой элемент сходства — различная насыщенность магматическими образованиями на западе и востоке кольцевой структуры; в последнем случае мы видим выходы и биотит-роговообманковых гранитов, и более мощную и протяженную дайку аляскистов, и большее количество мелких кольцевых даек. Все это также, вероятно, не случайно и объясняется близостью Чингизского сдвига, возле которого на наблюдаемом структурном уровне господствовала обстановка относительно растяжения с той же ориентировкой осей главных нормальных напряжений, что и в районе гор Машан.

Как отмечают М.А. Фаворская, И.Н. Томсон и другие (1969), механизм образования интрузивов центрального типа сходен с образованием кальдер. Приуроченность кольцевых структур к зонам растяжения предопределяет преобладание кальдерообразных оседаний и пассивного заполнения магматическим материалом освободившегося пространства (Буданов, 1970). В наших случаях появление зон растяжения было вызвано однонаправленными движениями по Чингизскому сдвигу.

СДВИГ КАК МАГМОКОНТРОЛИРУЮЩИЙ ФАКТОР

Рассмотренные в главе позднепалеозойские интрузивные массивы возникли в результате эволюции гранитоидных расплавов, в ходе которой имели место и явления ассимиляции (всегда на более ранних стадиях), и процессы магматической дифференциации при последующем неоднократном внедрении (с образованием промежуточных очагов и камер) в наиболее ослабленные зоны верхних горизонтов земной коры. При этом Чингизский разлом вместе с оперяющими и сопровождающими разрывами, безусловно, играл магмоподводящую роль.

Прежде всего, магмопроводником в верхние структурные уровни служила на всем протяжении зона главного сместителя сдвига. Она являлась, наряду с более мелкими нарушениями, подводящим каналом для некоторых одиночных сравнительно не крупных интрузивов в пределах сводовой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. На стыке каледонских и герцинских структур внедрение магматических пород вдоль основной плоскости сдвига происходило уже на значительных расстояниях (50–80 км), как, например в узком Атабайском блоке и в приразломной части Батпакского массива. Очевидно, в области сочленения каледонид и герцинид Чингизский разлом отличался большой подвижностью, а повышение скорости движений увеличивает проницаемость (Паталаха, 1967). В той же области оперяющие нарушения сдвиговой зоны контролировали размещение массивов Западно-Тарбагатайского пояса гранитоидов.

С одним из сопровождающих разломов Чингизской зоны связано становление Каиндинско-Койтасского массива, находящегося несколько северо-западнее Западно-Тарбагатайского пояса. Массив, размеры которого достигают примерно 16 × 35 км, в целом вытянут вдоль Арасанского правого сдвига (см. рис. 3, 9). На северо-западе массив смещен по ходу часовой стрелки на несколько километров, на юго-востоке он как бы оперяет Арасанский сдвиг. Каиндинско-Койтасский интрузив сложен наиболее распространенными разновидностями ранне- и позднепермского интрузивных комплексов. Ведущие акцессорные минералы, а также состав, содержание и частота нахождения элементов-примесей, как указывают А.Ф. Степаненко и другие, совершенно аналогичны таковым в Батпакском массиве. В направлении длинной оси располагается большинство даек, внедрившихся, судя по их морфологии, по трещинам скалывания. Согласно данным А.Ф. Степаненко и других, проводивших специальные прототектонические исследования, магмоподводящим каналом по крайней мере для лейкократовых гранитов позднепермского комплекса служил Арасанский разрыв.

Становление интрузивных тел в Чингизской зоне всюду было длительным, но в разных местах происходило по-разному. В тектонически напряженной обстановке

(высокие скорости смещения блоков, многократность подвижек) формировались сложные залежи очень пестрого гетерогенного состава с широко проявленными процессами гибридации и гранитизации (Батпакский массив, Западно-Тарбагатайский пояс, более древний Ушбулакский массив, рассмотренный в V главе). В относительно спокойных условиях возле Чингизского сдвига раскристаллизация совершалась в периферических близповерхностных камерах со слабым контактовым воздействием на вмещающие толщи. В подобной тектонической обстановке возникли дискордантные интрузивы центральной части каледонид. В разрезе они имеют вид уплощенных лакколлитов или каплеобразную форму: по-видимому, отражением такой формы является современный срез Сарышокинского массива.

Приуроченность магматических масс к зоне Чингизского сдвига можно попытаться объяснить локальным плавлением коры вследствие особенно интенсивных касательных напряжений, величина которых прямо пропорциональна скорости относительного смещения блоков. На принципиальную возможность такого механизма в зонах глубинных разломов указывают В.А. Магницкий (1965) и Е.И. Паталаха (1967). Согласно их мнению, при концентрации вдоль сместителей напряжений по достижении известного критического уровня энергия деформации превращается в тепловую, что приводит к переплавлению окружающих пород.

На примере Батпакского массива нами была установлена связь между его формированием и горизонтальными движениями по Чингизскому разлому. Имея в виду кратко изложенную выше модель, автор предполагает, что образование гранитоидных расплавов происходило в основании сдвигаемых пластин, возможно, вблизи граничной поверхности "гранитного" и "базальтового" слоев. Вероятно, с глубинной тангенциальной зоной, ограничивавшей снизу один из наиболее крупных сдвиговых блоков, была связана гранитизация в Западно-Тарбагатайском интрузивном поясе, чем объясняются исчезновение пояса с удалением от Чингизского сдвига и общая ориентировка относительно последнего. Поскольку с приближением к плоскости главного сместителя возрастала скорость горизонтальных движений, то соответственно увеличивалась и возможность плавления горных масс. Отражением этого процесса явилось заметное расширение гранитоидного пояса возле Чингизского сдвига.

Проявления позднепалеозойского магматизма в Чингиз-Тарбагатайском регионе распространены значительно шире зоны Чингизского сдвига. Они сосредоточены в основном, как отмечалось в I главе, в Прииртышской и меньше в Прибалхашской зонах. Время появления больших магматических масс гранитоидного состава также совпало в обеих этих зонах с эпохой интенсивных горизонтальных подвижек (см. раздел "Тектоника" в I главе). Поэтому нам представляется вполне правомерным поставить вопрос о причинной зависимости гранитоидного магматизма от характера движений в определенных тектонических зонах на орогенном этапе их развития. На возможность связи горизонтальных движений (сдвиговых) с процессами позднегерцинской гранитизации в пределах рассматриваемой территории указывает Т.М. Жаутиков (1971).

РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗОНЕ СДВИГА

Зона Чингизского сдвига довольно отчетливо выступает в качестве рудоконтролирующей структуры. В приразломной полосе эндогенное оруденение генетически связано с позднепалеозойским магматизмом. К интрузивам центрального типа осевой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория приурочена вольфрамомолибденовая и редкометальная минерализация. Месторождения вольфрамита известны в горах Дегелен и Эдрей (Паукер, 1946). С постмагматической деятельностью в сдвиговой зоне связаны гидротермальные рудопроявления золота, меди и полиметаллов.

К зоне главного сместителя тяготеет узкий золоторудный пояс. Относящиеся к нему мелкие месторождения (Кан-Чингиз, Аж-Батой, см. Паукер,

1946), рудопроявления (Придорожный, Бирлик, Абаевская группа, Аккора и другие) и множество точек золотой минерализации встречаются с перерывами на расстоянии не менее 350 км от участка к юго-востоку от г. Аягуз до района, расположенного северо-западнее хр. Муржик. Оруденение по характеру близко к кварцево-медной золотоносной формации. Малосульфидные кварцевые жилы с самородным золотом наиболее многочисленны в приразломных линзовидных блоках. Рассмотрим несколько относительно простых примеров.

Рудопроявление Аккора, выявленное в 1968–1969 гг. работами А.Г. Денисюка, Н.А. Клепикова, В.З. Ячкова и других, по чьим данным приводится описание, находится в Карлыбулакском блоке, который с одной стороны ограничен одноименным разломом, а с другой – Чингизским сдвигом (см. рис. 9). Участок протяженностью 4 км и шириной до 600 м примыкает к главному сместителю сдвига и расположен среди зоны рассланцевания в среднекембрийских породах (агырекская свита). Этот участок насыщен кварцевыми жилами мощностью 0,1–8 м и длиной от 10 до 250 м, концентрирующимися в виде полос, которые состоят из серии параллельных сближенных жил. Основная масса кварцевых жил залегает согласно с рассланцеванием и падает круто ($70-80^{\circ}$) на юго-запад, лишь отдельные мелкие апофизы имеют секущие простирания. Вдоль юго-западной границы участка прослеживаются короткие (до 10–30 м) маломощные (0,1–0,6 м) дайки диорит-порфиров и гранит-порфиров. В последних содержится не меньше золота, чем в кварцевых жилах. В центральной части участка с наиболее насыщенной гидротермальными кварцевыми жилами полосой совпадает ореол рассеяния ($1500 \times 50-300$ м) кобальта, никеля и хрома. За пределами рудоносного участка концентраций перечисленных металлов не отмечается.

Абаевский участок рудопроявлений, детально исследованный в 1966–1967 гг. Н.А. Клепиковым, М.А. Оренбургским, В.З. Ячковым, находится непосредственно к юго-западу от Бирликовского массива крупно- и среднезернистых лейкократовых гранитов позднекаменноугольного – раннепермского интрузивного комплекса. Абаевский участок приурочен к зоне главного сместителя Чингизского сдвига. Морфологические особенности его строения были рассмотрены во II главе. Напомним, что он представляет полосу интенсивного рассланцевания (рассланцевание параллельно линии сместителя) и брекчирования в породах майданской свиты среднего кембрия. В плане полоса имеет веретенообразную форму. Подавляющее большинство кварцевых жил залегает согласно с рассланцеванием, длина жил 20–100 м, мощность 0,1–0,5 м. Встречаются отдельные короткие (4–5 м) апофизы субмеридионального простирания.

Интересный участок рудопроявлений приурочен к юго-восточному окончанию Нарынского присдвигового блока (см. рис. 9, 41). Он расположен среди образований верхнего ордовика (намасская свита) в 1,8 км от главного сместителя Чингизского сдвига и несколько северо-восточнее Нарынского разлома. Сведения о геологии участка приводятся по данным Г.Г. Астраханцева, Э.Б. Диарова, Р.С. Качуряна и других.

Самая крупная золотоносная кварцевая жила довольно прямолинейна, вытянута по азимуту северо-запад 330° параллельно Нарынскому разлому и падает в его сторону под углами $55-70^{\circ}$. Прослеживается она на 330 м, мощность ее 55–70 см. Остальные четыре жилы являются полого залегающими ответвлениями “козырькового” типа. Они отходят от основной жилы со стороны лежачего бока в северо-восточном направлении на расстояние до 30 м. Мощность каждого ответвления в среднем около 50 см. Недалеко от участка выходит небольшое тело крупнозернистых лейкократовых гранитов, устанавливаемое по разному дресву, а также отмечаются дайки диорит-порфиров и мелкозернистых диоритов, редко гранит-порфиров; дайки имеют северо-западное простирание.

На рудопроявлении Придорожный, находящемся рядом с описанным участком, вскрывается лишь одна кварцевая субмеридиональная жила, падающая на восток под углами $65-80^{\circ}$. Она локализована в трещине отрыва, опирающейся Нарынский разлом. Длина жилы 140 м, мощность колеблется от 1 м до 5–10 см.

Анализ всего известного материала по проявлениям самородного золота в зоне Чингизского сдвига позволяет заключить, что наиболее крупные скопления

металла структурно тяготеют к второстепенным сопровождающим и оперяющим разрывам. Непосредственно же возле главного сместителя, отличавшегося максимальной подвижностью, сформировались лишь бедные рудопоявления и убогая минерализация. Возраст оруденения в присдвиговом поясе на всем его протяжении должен быть приблизительно одинаковым. Отмечавшаяся пространственная близость с определенными интрузивными образованиями свидетельствует о связи золотоносных жил с заключительными стадиями позднекаменноугольного – раннепермского магматизма.

По-видимому, примерно такой же возраст имеет медная и полиметаллическая минерализация, масса проявлений которой, как указывает М.А. Оренбургский (1970), приурочена к зоне главного сместителя Чингизского разлома в пределах центральной части каледонид. Среди проявлений этой минерализации выделяются два морфогенетических типа: 1) меднорудный кварцево-жильный с серебром; 2) вкрапленный медноколчеданный, с которым парагенетически связаны вторичные кварциты с прожилково-вкрапленной свинцово-цинковой минерализацией.

На территории Баканасской зоны герцинид гидротермальное медное оруденение несколько более молодое. В юго-западном крыле Чингизского сдвига медная минерализация отчетливо контролируется субмеридиональными разрывными нарушениями, что неоднократно подчеркивалось разными геологами (Белов и др., 1968; Мычник, 1970).

Наиболее крупной является Айская группа рудопоявлений, протягивающаяся вдоль одноименной зоны сбросов в северо-западной части Кызылжальской грабенобразной мульды (см. рис. 57). Она была изучена в 1962 г. С.Н. Баженовой, А.Ф. Степаненко, М.А. Степаненко и другими. В Айской группе главные рудные минералы представлены вторичными сульфидами меди, купритом, самородной медью, малахитом и азуритом (зона окисления); резко подчиненное значение имеют первичные сульфиды – халькопирит, блеклая руда, борнит. Рудовмещающей толщей служат верхнепермские эффузивы основного состава. Подавляющее количество точек медной минерализации встречается возле долготных разломов (сбросов) и на сопровождающих их участках интенсивной трещиноватости. Вдоль нарушений вытягиваются линзовидные, жиллообразные тела размером 70–170 × 1–25 м (данные Р.С. Качурина и других для рудопоявления Жарбастау), а также пластовые залежи гидротермально измененных рудоносных пород. Геохимически благоприятной средой для концентрации рудных минералов были миндалекаменные базальтовые порфиры – около 80% всех выявленных точек размещается в трещинах мандельштейнов.

Характер взаимоотношений минерализации Айской группы рудопоявлений с меридиональными дайками (гранит-порфиры, диорит-порфиры) позднепермского – раннетриасового (?) интрузивного комплекса свидетельствует о том, что рудные процессы развивались после проникновения по трещинам магматического материала. Тесная связь участков медной минерализации с дайковыми роями устанавливается севернее, в пределах Батпакского гранитного массива. Однако наиболее богатые рудопоявления локализовались, как и в случае золотоносного оруденения, в относительно спокойных тектонических условиях оперяющих структур Чингизского сдвига, а не вблизи зоны главного сместителя.

ПРИРОДА И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЧИНГИЗСКОГО СДВИГА

ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГЛУБИННЫЙ ХАРАКТЕР СДВИГА

В пределах каледонид на собственно геосинклинальном этапе их эволюции сдвиг не существовал – в отложениях нижнего – среднего палеозоя по обе стороны от него не обнаруживаются заметных различий в составе и характере фаций, нет изменений в вулканизме и магматизме (см. III главу).

Чингизский сдвиг впервые проявился в начале девона, в зрелую стадию орогенного этапа, когда возникшая складчатая область представляла достаточно жесткий консолидированный массив. В раннем девоне подвижки по нему содействовали внедрению Муржикского интрузива, а в ранне-среднедевонскую эпоху к сдвиговой зоне была локально приурочена вулканическая деятельность: проседания оперяющих грабен (Машанского и Кояндынского) сопровождалась многофазными извержениями и образованием кальдер на их концах. На крайнем севере, за долиной р. Тундык (см. рис. 16), разрезы живетского и франского ярусов, расположенные поблизости от разлома, отличаются от более удаленных районов заметной насыщенностью вулканогенными продуктами. На остальной территории свидетельств о движениях в живетско-франское время нигде нет.

В девоне Чингизский сдвиг не распространялся за пределы Чингиз-Тарбагатайского консолидированного массива. В эпоху с фамена по ранний визе, отличавшуюся "квазиplatformным" режимом, движения по разлому не происходили и зона нарушения была перекрыта маломощным чехлом преимущественно карбонатных осадков. Перекрытие можно наблюдать к югу от гор Кадыр (см. рис. 12), где фаменские известняки покрывают оперяющий Караадырскую ветвь надвига, вдоль которого ранее были дислоцированы отложения среднего и верхнего ордовика. Возобновление движений по сдвигу произошло позже.

На территорию Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в ее краевую, северо-восточную часть, Чингизский сдвиг распространился только после вступления ее в орогенный этап развития, а до этого он там отсутствовал. Среди вулканогенных и осадочных отложений девонской Карабулакской зоны (позднегеосинклинальная стадия) не наблюдается никаких существенных фациальных изменений с переходом из одного крыла разлома в другое (см. IV главу).

Влияние разлома начало сказываться со времени внедрения в сводовую часть зарождавшейся Ушбулакской антиклинали балхашского (досредневизейского) интрузивного комплекса. С визейского века на протяжении всего позднего палеозоя в Баканасской зоне герцинид с существованием разлома связаны особенности в проявлениях (по обеим его сторонам) субсеквентного вулканизма (см. рис. 55), а также в размещении ассоциаций плутонических пород; проницаемость крыльев была различной. Судя по характеру магнитного поля, в восточном крыле широко развиты позднепалеозойские гранитоидные интрузии (см. рис. 17, 18): интенсивные магнитные аномалии обусловлены пермскими гранитами, которые отличаются высокой насыщенностью магнитными минералами и общей повышенной концентрацией металлических элементов (Третьяков, 1960). В западном же крыле пермские магматические породы на юге Баканасской зоны вблизи разлома отсутствуют, а обнажающиеся в районе Ушбулакской брахиантиклинали гранитоиды имеют в основном более древний возраст (см. V главу).

В интервале средний визе – средний карбон на некоторых приразломных участках накопились мощные грубообломочные толщи, не встречающиеся больше нигде в регионе. Эпоха наиболее активной подвижности, знаменовавшаяся интенсивным магмообразованием, приходится на конец каменноугольного, весь пермский период и включает самое начало мезозоя. Место проявления этой активности приурочено к области сочленения каледонид и герцинид.

Активизация тектонических процессов в герцинскую эпоху распространилась и на значительную часть каледонского массива (за исключением, по-видимому, Алкамерген-Джеландинского антиклинория). Возможно, небольшие подвижки вдоль Чингизского сдвига произошли в начале карбона на юго-востоке консолидированного блока. В горах Карабузур (Абралинский синклиний) в основании нижневизейской пачки, выполняющей ядро небольшой наложенной мульды (в 8 км от главного сместителя Чингизского сдвига), отмечается горизонт среднегалечных конгломератов и гравелитов мощностью 10–20 м, состоящий из хорошо окатанных обломков кварцитов, жильного кварца, кремнистых пород. Конгломераты, залегающие на известняках фамена – турне, в других районах не известны. Чингизский разлом служил определенным рубежом в эпоху визейской складчатости (саурская фаза), особенно сильно проявившейся в Иртыш-Зайсанской геосинклинали. В пределах каледонид складчатые дислокации этого возраста носили очень поверхностный характер и затронули в разной степени лишь фамен – нижневизейский маломощный чехол (см. I главу). На площади, ограниченной с севера р.Тундык, они не распространились западнее Чингизского разлома. Так, почти не деформирована Босагинская мульда, находящаяся у южного подножия хр. Муржик.

Горизонтальные движения в зоне Чингизского разлома возобновились в послевизейскую эпоху (вероятно, в позднем карбоне), дополнительно дислоцировав отложения фамена – нижнего визе (см. рис. 12–15). С ними связано становление возле сдвига резко дискордантных интрузивных тел позднекаменноугольного – раннепермского возраста. В дальнейшем разлом повсеместно возродился на неотектоническом этапе развития региона.

Не разбирая подробно новейший этап развития региона, поскольку это составляет самостоятельную задачу, все же отметим, что подвижки по Чингизскому разлому происходили в этот период неоднократно. К разлому приурочены разрозненные молодые грабены и приразломные впадины разных размеров и конфигураций, в которых накопились где образования нижней юры, где неогена, а где четвертичные отложения, местами и те, и другие, и третьи. Большая часть отрицательных структур вытянута вдоль линии главного сместителя, располагаясь обычно в каком-нибудь одном его крыле (см. рис. 3, 16), реже над самим сместителем (частично Знаменский грабен, см. рис. 57), а некоторые из них опережают разлом, следуя вдоль нарушений его зоны (Айский грабен, см. рис. 57). Кроме того, на отдельных отрезках получили развитие новейшие горсты, прекрасно выраженные в современном рельефе в виде узких линейных хребтиков и гряд, протягивающихся возле Чингизского разлома (например, Атабайский, Канчингизские горсты). В.И. Бабах (1969) считает, что подобные блоковые поднятия (блоки "выжимания") структурно приурочены к локальным очагам сжатия, закономерно расположенным в зонах разломов, вдоль которых в новейшее время возникали напряжения сдвигового типа.

Таким образом, Чингизский разлом (сдвиг) играл важную роль в развитии прилегающей территории. Его зона отличалась повышенной проницаемостью, которая наложилась на автономно эволюционировавшие вулканические очаги разной степени глубинности (девон, поздний палеозой). Связь с самым глубинным очагом, который располагался, как можно судить по вещественному составу изливавшихся лав, безусловно ниже "гранитного" слоя, существовала в пределах Баканасской зоны герцинид в поздней перми. Вдоль разлома неоднократно, начиная с раннего девона, внедрялись магматические массивы, в наибольшем количестве в конце палеозоя. Большинство гранитоидов образовалось, вероятно, в результате местного плавления в его зоне. Разлом имел значение и в качестве рудоконтролирующей структуры. С приразломными интрузиями, особенно в центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, связано

вольфрам-молибденовое оруденение. К зоне главного сместителя и сопровождающим разрывам приурочены золотоносные кварцевые жилы, а к оперяющим зонам меридионального направления тяготеют гидротермальные проявления меди. Наконец, движения по Чингизскому разлому обусловили появление и длительность развития некоторых конседиментационных структур (ассоциации ранне-среднедевонских тектонических и вулканических форм, связанных с линейными и кольцевыми грабенами, Ушбулакская брахиантиклиналь, Кызылжальская грабенообразная мульда), а также новейших горстов и впадин.

Все перечисленные факты в сочетании с большой протяженностью и глубиной проникновения указывают на несомненно глубинный характер (Пейве, 1956, 1960; Хаин, 1963; Суворов, 1968) Чингизского сдвига. С его существованием на протяжении значительного отрезка геологического времени (средний – поздний палеозой) связаны особенности осадконакопления, вулканической и магматической деятельности, а также гидротермальные изменения и рудопроявления в приразломной зоне.

ОСОБЕННОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Горизонтальные смещения по Чингизскому разлому происходили в течение всего времени его существования, то усиливаясь, то прекращаясь совсем. Их проявления в зачаточной форме относятся уже к раннему девону. Внедрение в это время субширотного Муржикского массива гранодиоритов и заложение меридиональных грабенообразных зон к северу от Машанского и Кояндинского вулканов указывают на начало сдвиговых подвижек по главному сместителю.

В один и тот же этап движения распределялись неравномерно вдоль сдвига: отдельные блоки двигались, по-видимому, с разной скоростью. Во фронтальных частях блоков возникала обстановка сжатия, в тыловых – растяжения. Так, в конце карбона – начале перми в юго-западном крыле фронт одного из блоков, двигавшегося на северо-запад, приходился на северный край Ушбулакской антиклинали, а следующего блока – на район, занимаемый расширенной частью Батпакского интрузивного массива. Второй блок смещался, вероятно, быстрее, и в его тылах перед Ушбулакским блоком появилась структура растяжения, которая на севере частично использовалась при проникновении гранитного расплава и жильного материала наверх (см. рис. 57, 65).

В условиях преобладающего сжатия образовались приразломные складки, поднятия, горсты, надвиги и зоны смятия, на более глубоких уровнях появились гранитоидные расплавы. Примером крупной конседиментационной структуры является Ушбулакская брахиантиклиналь, развивавшаяся со среднего вие до позднего карбона. Структуры растяжения представлены зонами вулканической проницаемости, грабенами, сбросами и их сочетаниями типа Кызылжальской вулкано-тектонической впадины, формировавшейся с конца карбона до начала мезозоя. К участкам относительного растяжения приурочены различные кольцевые структуры с кальдерообразными проседаниями.

Длительность существования приразломных структур указывает на однонаправленность горизонтальных движений по Чингизскому разлому, а чередование по простиранию одного крыла в разное время возникших оперяющих структур сжатия и растяжения (рис. 70) связано с дифференцированностью этих движений. Наглядным отражением такого процесса служит разделение вдоль сдвига надвиговых и сбросовых зон (см. рис. 9), придающее перекрестно-перистый вид всему структурному рисунку.

Горизонтальные движения вдоль Чингизского разлома отличались дифференцированностью не только в латеральном направлении, но и в вертикальном разрезе. Нижние ограничивающие плоскости наиболее поверхностных блоков выходят наверх в виде надвиговых зон. Смещение наиболее глубинных блоков происходило, вероятно, по границе "базальтового" и "гранитного" слоев земной коры. По достижении определенной скорости смещения в пределах последнего местами появлялись магматические расплавы, внедрявшиеся впоследствии по ослабленным

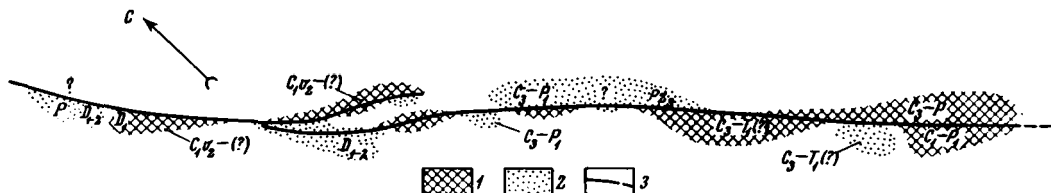


Рис. 70. Расположение зон сжатия и растяжения вдоль Чингизского сдвига в среднем - позднем палеозое

1 - зоны преимущественного сжатия; 2 - зоны преимущественного растяжения; 3 - главный сместитель Чингизского сдвига.

Индексами указано время проявления зон сжатия и растяжения

зонам в верхние горизонты. Приразломные интрузии, следовательно, могут служить индикаторами глубинности сдвиговых блоков. Время становления и расположение приразломных интрузий фиксируют время и место наибольших сдвиговых перемещений (наиболее высоких скоростей движения); наличие многочисленных фаз внедрения обусловлено, по-видимому, импульсивностью перемещений.

Мы располагаем лишь косвенными данными для определения глубины проникновения Чингизского сдвига в земную кору. На первый взгляд, предположение о смещении наиболее глубинных блоков вдоль верхней из числа самых крупных неоднородностей поверхностей — границы "гранитного" и "базальтового" слоев — противоречит большой протяженности и амплитуде сдвига. Здесь уместно привести следующее сравнение.

Как известно, одним из грандиознейших в мире сдвигов, активным и в историческую эпоху, является разлом Сан-Андреас, расположенный на Тихоокеанском побережье Северной Америки. Длина его зоны на суше превышает 1100 км, а суммарное горизонтальное смещение (правостороннее) оценивается в несколько сотен километров (Hill, Dibblee, 1953; Crowell, 1962; и др.). В то же время очаги недавних землетрясений зоны Сан-Андреас (1906 и 1940 гг.), сопровождавших сдвигание по отдельным ее ветвям, были довольно поверхностными. Согласно данным, приводимым Х.Бениоффом (1966), эффективная глубина образования разрывов не превышала 12–15 км. Бениофф считает, что подвижки по разломам такого типа происходят в слое коры над предполагаемой горизонтальной границей, обладающей свойствами текучести. Выше нее в ходе вековых движений вблизи сдвига накапливаются деформации, а в нижнем слое, благодаря течению на границе, — не накапливаются. И лишь во время короткопериодных смещений по разлому вязкая связь у границы может соединить слои воедино: снятие деформаций в верхнем слое приведет к возникновению деформаций или даже разрыву в нижнем слое. Подобная модель представляется нам весьма вероятной.

В районе Чингизского сдвига мощность "гранитного" слоя оценивается в 8-12 км (см. I главу). Примерно такой же она была и в эпоху наиболее активных сдвиговых подвижек. Глубина залегания нижнего ограничивающего контакта приразломных блоков вполне согласуется, таким образом, с глубиной проникновения крупных современных сдвигов. Лишь в пределах Баканасской зоны Чингизский разлом и связанные с ним разрывные нарушения достигали временами гораздо более глубоких уровней, обеспечив проницаемость для продуктов базальтоидного магматизма. Этим можно объяснить аномально высокое положение кровли "базальтового" слоя, установленное геофизиками приблизительно на данном участке.

Максимальная амплитуда сдвига отмечается вдоль самой протяженной, главной кулисы Чингизского разлома и приходится на область стыка каледонид и герцинид. Каледонские структуры разорваны и смещены на 100 км к юго-востоку. На такое расстояние передвинут в целом весь Тарбагатайский антиклинорий, ранее рассматривавшийся как место соединения в единый ствол Аркалыкского, Чингизского и Акчатауского антиклинориев (Геология ..., 1962). В гравитационном поле совершенно определено устанавливается в настоящее время обособленное положение Тарбагатайского антиклинория (Геотектоническое..., 1969).

100-километровая амплитуда является результатом суммирования отдельных блоковых смещений в обоих крыльях нарушения. Наибольшей подвижностью отличалось восточное крыло. Этому в значительной мере способствовала структурная неоднородность территории, проявившаяся на каледонском этапе развития. Движение горных масс к юго-востоку происходило, вероятнее всего, по древним субширотным надвигам (Северо-Тарбагатайскому и другим), падавшим на север и разделявшим различные складчатые комплексы. Разрядка тангенциальных напряжений, вызванных надвиганием, осуществлялась на границе двух крупнейших структур – давно консолидированного блока каледонской складчатости с не утратившей окончательно своей мобильности областью герцинской стабилизации. К фронтальной зоне (зоне сжатия) перемещенного блока приурочен Западно-Тарбагатайский гранитоидный пояс. В современном рельефе этой зоне отвечает горный хребет с крутым южным склоном.

Таким образом, сдвиг каледонского массива в южном направлении гасится по широкой надвиговой зоне. Тыловые зоны этого сдвинутого блока с компенсационными структурами растяжения в настоящее время почти не обнажены – над ними расположена молодая (юрско-кайнозойская) Карааульская впадина (см. рис. 3). Но признаки их все же видны по краям кайнозойского чехла. Так, в горах Окпекты (примыкающих к Чингизскому сдвигу) широко распространены долготно вытянутые позднепалеозойские дайки разного состава, сопровождающие субмеридиональные сбросы. По северной окраине впадины вскрываются изометричные кольцевые массивы позднепалеозойских гранитов Койтас и Ордатас. Они являются выходами погребенной к югу от них меридиально ориентированной полосы кислых магматических пород, установленной по геофизическим данным. Как показали В.И. Титов, Г.П. Нахтигаль и А.Е. Ермоленко (1966), на севере Карааульской впадины располагается еще ряд долготных зон мозаичных положительных аномалий магнитного поля.

Горизонтальные передвижения западного крыла основной кулисы были, по всей видимости, более ограниченными. Смещению к северу препятствовали и крутой шов регионального Балхаш-Чингизского разлома, зародившегося еще в девоне, и вергентность в противоположную сторону каледонских структурных элементов. Сдвиговая составляющая постепенно рассеивалась в северном направлении в пределах относительно мелких блоков, по фронту которых образовались надвиги типа Колдененского (см. рис. 9).

Последняя трансформация происходит у южных отрогов хр. Кан-Чингиз, где простирание главного шва отклоняется ближе к широтному и отмечаются мощные зоны смятия. В месте сочленений с более северной кулисой развиты структуры растяжения (сбросы, небольшие грабены, см. рис. 44).

Вдоль северной кулисы Чингизского разлома полную амплитуду сдвига оценить нельзя. Можно лишь проследить, как сдвигание уменьшается в юго-восточном направлении. Так, северный борт Атейского прогиба пересекается Караадырской ветвью разлома и смещается вдоль нее по ходу часовой стрелки (см. рис. 11). Слагающие его вулканогенно-осадочные отложения торткудукской серии залегают несогласно на тонкослоистых осадках сасыксорской свиты, которые в свою очередь подстилаются вулканогенными образованиями агырекской свиты. Все породы смяты весьма интенсивно, преобладают крутые углы падения пластов и разрывных нарушений. Граница между агырекской и сасыксорской свитами сдвинута по разлому на 22 км, а между сасыксорской свитой и торткудукской серией – на 16,5 км. К западу от разлома, в горах Зербкызыл, обе границы стратиграфические, к востоку же, в горах Кадыр, последней является субширотный оперяющий надвиг. По-видимому, при перемещении восточного крыла Караадырской ветви в юго-восточном направлении часть сдвиговой составляющей (вертикальной составляющей, поскольку все границы крутопадающие, можно пренебречь) компенсировалась надвиганием среднекембрийских пород на Атейский прогиб. Амплитуда сдвига, равная 5,5 км, погасилась на участке между горами Зербкызыл и Кадыр по серии оперяющих надвигов в восточном крыле.

Один из крайне южных надвигов хорошо выражен в южной части гор Кадыр (см. рис. 12). Вблизи основного сместителя там появляются присдвиговые склад-

ки волочения, описанные во II главе, и параллельные ему мелкие разрывы (сопровождающие сдвиги), а несколько юго-восточнее разлом разветвляется и исчезает среди фамен – нижневизейских отложений. В другом крыле сдвига отсюда к северо-западу происходит наращивание горизонтальной амплитуды, свидетельством чему служит появление оперяющих сдвигов того же знака. Сдвиговые смещения много дальше переходят в надвиговые по Муржикской группе разрывных дислокаций. В миниатюре механизм подобной компенсации рассматривался при описании Кадырской синклинали (см. рис. 15). Горизонтальные смещения вдоль Чингизского разлома к северу от хр. Муржик в послесаурскую эпоху ничтожны. Они окончательно затухают за гранитным массивом Эдрей, где линеймент перебивается разрывами других направлений.

Сдвиг по южной, погребенной кулисе устанавливается по проявившемуся в геофизических полях структурному рисунку и по расположению восточного окончания позднепалеозойского вулканического пояса (см. рис. 54). Количественную же оценку горизонтальным движениям в силу различного строения крыльев дать невозможно.

Примерно на широте оз. Сасыкколь южная ветвь Чингизского сдвига с юго-запада кулисно подставляется Алакольским разломом, который протягивается, согласно геофизическим данным, вдоль восточного берега оз. Алаколь к северо-восточному краю Джунгарских Ворот, соединяющих Алакольскую и Джунгарскую межгорные впадины. В пределах последней разлом дальше оз. Эби-Нур не прослеживается. А.Х. Иванов и В.С. Войтович (Войтович, 1969) отмечают горизонтальное перемещение его крыльев в горах Кату. Между Чингизским и Алакольским сдвигами располагается субмеридиональный асимметричный грабен. По положению поверхности палеозойского фундамента более опущен западный его борт, примыкающий к Алакольскому разлому (см. рис. 18). Алакольский разлом в свою очередь кулисно сопрягается с Джунгарским разломом, образующим наиболее четкую юго-западную границу грабена Джунгарских Ворот (см. рис. 54). На этом отрезке установлено правосдвиговое смещение (30 км) палеозойских складчатых структур вдоль Джунгарского разлома (Войтович, 1969), протягивающегося далеко на юго-восток. В северо-западном направлении сдвиговая составляющая уменьшается. Джунгарский разлом, по данным детально изучавшего его В.С. Войтовича, заложен по крайней мере в позднем палеозое. Таким образом, Чингизский и Джунгарский разломы составляют в совокупности гигантскую зону правых сдвигов конца палеозоя, пересекающую все структурные элементы Синьцзяня и Восточного Казахстана на протяжении почти 1500 км.

Соотношение горизонтальных и вертикальных движений. Роль вертикальных движений в зоне Чингизского разлома по сравнению с горизонтальными была ничтожна. Относительное значение вертикальных подвижек возрастает лишь на окончаниях кулис. Определить размах их на срединных отрезках двух обнаженных кулис сложно, поскольку породы разного возраста приведены в соприкосновение прежде всего вследствие сдвиговых перемещений. В целом из сопоставимых участков главной кулисы более приподнято восточное крыло сдвига: в Тарбагатае возле зоны главного сместителя размыты относительно слабо дислоцированные северные фашии верхнего ордовика (Нарынский блок, см. рис. 41), мощность которых достигает 3500 м, а южнее – отложения нижнего силура (мощностью от 2000 до 4000 м). Возможно, вследствие размыва к востоку от разлома не сохранился и вулканогенный покров нижнего – среднего девона типа кайдаульской свиты Предчингизской структурно-фациальной зоны (мощность его к западу от разлома превышает 1000 м). Следовательно, амплитуда суммарных вертикальных смещений в пределах отдельных приразломных блоков равна 2–3, максимум 5 км. Амплитуда новейших подвижек (поднятий) по ограничивающим их разрывам местами достигает первых сотен метров (например по Атабайскому разлому – 250–300 м).

РОЛЬ СДВИГА В СТРУКТУРООБРАЗОВАНИИ

С развитием зоны Чингизского разлома связаны новообразование структурных элементов и значительная тектоническая переработка ранее существовавших. Оба явления обусловлены горизонтальными движениями. На первом из них мы останавливались выше: был показан механизм формирования приразломных складок разных порядков, грабенных, впадин и поднятий.

Структурной переработке особенно сильно подвергся каледонский складчатый комплекс, что привело к нарушению каледонского структурного плана. Прежде всего это сказалось в смещении на 100 км первично дугообразных линейных зон юго-западного склона Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и в дополнительном усложнении его строения в восточном крыле сдвига. Смещенные зоны возле Чингизского разлома незначительно изгибаются (вторично) по направлению сдвигания.

В центральной части каледонид, где амплитуда сдвига уменьшается, с деформацией сдвигания связано возникновение горизонтальных флексур. Наиболее крупная флексура такого рода известна по северо-восточному борту Чингизского антиклинория (см. рис. 3) и впервые была отмечена А.И. Суворовым (Разломы..., 1963). Образовавшаяся на месте Атейского прогиба синклинальная структура, выполненная образованиями верхов верхнего кембрия – нижнего карадокса, вместе со смежными антиклинальными участками, сложенными породами нижнего – среднего кембрия, очень сильно перекошена вдоль Чингизского разлома. Смыкающее крыло флексуры вытянуто на расстоянии 60 км вдоль северной кулисы сдвига; оно пережато до 2–3,5 км (горы Дуана и Аркалык) и сложено интенсивно раздробленными среднеордовикскими породами, которые контактируют с близкими по возрасту толщами: на юго-западе – Бестамакской мегасинклинали, на северо-востоке – Чунайского синклинория. На флангах флексура резко расширяется до 10–14 км и больше, главным образом за счет выходов кембрийских пород. На северо-западе, в хр. Муржик, простираения становятся сначала запад-северо-западными, а затем почти широтными. На юго-востоке, в блоке, заключенном между двумя кулисами сдвига (северные отроги хр. Кан-Чингиз, горы Зербкызыл), также преобладают продольные дислокации линейного типа, простирающиеся в целом в запад-северо-западном направлении, наискось от одной кулисы к другой. На востоке, вблизи северной кулисы (Караадырская ветвь, см. рис. 11), их простираение отклоняется несколько к юго-востоку, а на западе, с приближением к южной кулисе, изменяется до северо-западного. Таким образом, широкие крылья флексуры отходят от Чингизского сдвига в разные стороны под острым углом.

Подобную флексуровидную в плане форму имеет Сарышокинская мегасинклиналь, которая дополнительно разорвана и смещена по главной кулисе, что свидетельствует о возрастании амплитуды сдвига. Западная часть структуры вытянута и пережата на протяжении 35 км вдоль линии нарушения (см. рис. 20, А и 38). Образование смыкающих, растянутых крыльев флексур вызвано "растаскиванием" по близпараллельным сдвигам и оперяющим сбросам (см. рис. 20, А). На флангах по оперяющим надвигам происходило скупивание структурных элементов, за счет чего широтные отрезки горизонтальных флексур всюду резко расширяются и в их пределах появляются выходы более древних пород, в частности, слагающих борта и ложе Атейского и Сарышокинского прогибов. Самые древние толщи обнажаются вдоль крупной надвиговой зоны Чингизской системы в хр. Муржик (см. рис. 3). На севере Сарышокинской флексуры тектонически приведены в соприкосновение смежные борта Сарышокинского и Бестамакского прогибов.

Разобщенные Чингизским сдвигом структуры почти всюду претерпели последующие преобразования, вызванные продолжавшимися горизонтальными движениями. При этом характер и степень наложенной дислоцированности в разных крыльях разлома оказались большей частью различными (ср. рис. 20, А и Б, рис. 40 и 41). Различный характер приразломных осложнений обычно несколько затушевывает общие черты строения бывших некогда едиными структур.

Чингизский сдвиг занимает в целом кососекущее положение по отношению и к каледонскому, и к герцинскому структурным планам. Но в пределах каледонид

на отдельных участках сдвиг совпадает с более древними ослабленными зонами близкого простираения (и залегания). Так, северная кулиса на отрезке от гор Зербкызыл вплоть до восточного края хр. Муржик следует вдоль границы между Чингизским антиклинорием и Чунайским синклинорием и сопровождающей эту границу зоны смятия и рассланцевания в нижнепалеозойских толщах. В других местах, где подвижность (горизонтальная) по разлому была наименьшей, главный сместитель сдвига явно приспособливается к предшествовавшим структурным направлениям, отклоняясь от своего генерального. Например, в районе хр. Кан-Чингиз разлом проходит, приобретая более широтное простираение, по южному краю геоантиклинальной зоны, располагавшейся между Атейским и Бестамакским прогибами. На крайнем севере Чингизский сдвиг протягивается в направлении, значительно приближающемся к меридиональному, согласно с общим простираением структур Алкамерген-Джеландинского антиклинория.

На примере Чингизского разлома хорошо видно, что измерение истинной величины горизонтального смещения долгоживущих сдвигов можно проводить лишь с помощью ограниченного числа объектов. Смещенные геологические тела (отдельные пласты, горизонты, пачки, толщи, структурные формы в виде частных складок и разрывов разных порядков, целые структурно-фациальные и структурно-формационные зоны, границы между ними, различные интрузивные образования) должны иметь более древний возраст, т.е. сформироваться до заложения сдвига, подходить к нему с обеих сторон вплотную под достаточно большим углом и иметь крутое залегание. Полого залегающие тела при дифференцированных вертикальных подвижках могут в значительной мере размыться, и первоначальный послесдвиговый контур их неизбежно изменится. По этой причине нельзя судить об амплитуде сдвига по современному расположению маломощных преимущественно карбонатных отложений фамена — нижнего визе, сохранившихся в небольших мульдах от когда-то сплошного покрова (см., например, рис. 11). В случае крутого наклона геологических границ при приближении их к сдвигу под слишком острым углом невозможно определить, на сколько они смещены, а на каком расстоянии их простираение просто совпало с простираением текущего разрыва. В подобных соотношениях с северной кулисой Чингизского сдвига находятся Аягуз-Ащисуйский разлом (разделяющий Чингизский антиклинорий и Чунайский синклинорий) и его продолжение в хр. Муржик; Аягуз-Ащисуйский разлом как бы незаметно "вливается" в Караадырскую ветвь сдвига.

Структуры, возникшие в зоне сдвига, обычно тоже смещены и дополнительно деформированы. При этом часто создается впечатление, что внешне похожие формы являются сдвинутыми частями одна другой. Но их образование могло происходить в разных местах вдоль разлома в одинаковой динамической обстановке, вызванной однонаправленностью горизонтальных движений. Поэтому действительную величину смещения по их настоящему положению измерять неправильно. Особенно осторожно следует подходить к оценке горизонтальной амплитуды по местонахождению приразломных интрузивов: общий характер сложения их на противоположных крыльях бывает близким, тогда как особенности "консидиментационного" строения в деталях всегда различны.

Расположение вблизи Чингизского разлома пермских массивов практически одинакового состава (Батпакского, с одной стороны, Жаманегинского, Атабайского, Тасбулакского — с другой) создает видимость их разобщения и значительного перемещения вдоль линии сдвига (см. рис. 3). Эта видимость усугубляется тем обстоятельством, что противоположные по отношению к выходам гранитоидов крылья нарушения обычно очень плохо обнажены, в результате чего нет возможности наблюдать контактовые воздействия со стороны интрузивов на боковые толщи. В ряде случаев приконтактные изменения напротив массивов действительно отсутствуют. Автор это объясняет уничтожением ореола экзоконтактового метаморфизма (у пермских гранитоидов, особенно позднепермских, вообще весьма маломощного) позднейшими подвижками. Многокилометровому же сдвиганию интрузивных массивов, сопоставимому, как полагают некоторые геологи (Жаутиков, 1971; и др.), со смещением ниже-среднепалеозойских пород, противоречит ряд фактов.

В районе пересечения Чингизским сдвигом р. Каракол на ее левобережье хорошо виден интрузивный контакт Жаманегинского массива (восточное крыло) с грубообломочными осадками калмакэмельской свиты, распространенными в западном крыле. Последние вблизи массива ороговикованы и содержат инъекции гранитного материала. Кроме того, внедрение интрузии нарушило в этом месте сплошность самого сместителя, которая позже полностью так и не была восстановлена (см. рис. 57, юго-восточный угол). К северо-западу по простиранию разлома в его западном крыле геофизическими методами, подтвержденными данными структурного бурения, устанавливается присутствие в Знаменском грабене, согласно Р.С. Качурину и другим, погребенного выхода гранодиоритов, являющегося, по всей вероятности, отторженцем северного края Жаманегинского массива. Его смещение по правилу правого сдвига крайне незначительно, порядка 3-3,5 км. Наконец, дайковая серия Жаманегинского массива вполне самостоятельная и не является продолжением Батпакского роя даек (см. VI главу).

Также автономно происходило становление возле Чингизского сдвига раннедевонских гранитоидных массивов (Муржикского и Телекесорского, рис. 3), обнажающихся в разных крыльях и характеризующихся одинаковыми взаимоотношениями с окружающими толщами. Но сложены они у разлома различными породами: Муржикский массив - однородными гранодиоритами, Телекесорский - диоритами, прорванными калиевыми гранитами и гранит-аплитами, поэтому их кажущееся смещение ничего не говорит о его истинной величине.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в работе материал позволяет сделать следующие основные выводы.

Чингизский разлом косо рассекает разновозрастные структурные элементы региона и относится к категории глубинных внутрикоровых разломов. Общая его протяженность превышает 700 км, глубина проникновения в земную кору достигала границы "гранитного" и "базальтового" слоев, а местами (Баканасская зона Джунгаро-Балхашской области) и более низких уровней. Зона разлома представляет узкую прямолинейную полосу сдвиговых дислокаций, закономерно сочетающихся с главным сместителем.

Чингизский сдвиг развивался длительно. Он впервые проявился в начале девона в пределах каледонской складчатой области, на орогенном этапе ее развития, когда сформировалась достаточно мощная континентальная кора. В середине раннего карбона разлом распространился на смежную территорию герцинской геосинклинальной области, также вступившей к тому времени в орогенный этап. Движения по нему продолжались с небольшими перерывами, отвечающими эпохам снижения общей тектонической активности региона, вплоть до начала мезозоя и возобновились в неотектоническую эпоху.

С существованием Чингизского разлома в среднем – позднем палеозое связаны процессы вулканизма и особенности осадконакопления на разных участках приразломной зоны, магматическая и гидротермальная деятельность, формирование рудопроявлений, структурная переработка крыльев. Консидиментационное влияние разлома сказалось главным образом на территории герцинид.

Движения по Чингизскому разлому на всех стадиях его развития в среднем и позднем палеозое происходили преимущественно горизонтально и однонаправленно, по ходу часовой стрелки. Максимальная суммированная амплитуда сдвига достигает 100 км. Наибольшее смещение произошло в пермский период в области сочленения каледонид Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и герцинид Джунгаро-Балхашской области. Вертикальные перемещения крыльев разлома не превышали 5 км.

Горизонтальные смещения вдоль Чингизского сдвига происходили неравномерно по простиранию и импульсивно во времени, то усиливаясь, то ослабевая в отдельные промежутки. Это привело к возникновению на разных отрезках условий дополнительного сжатия и растяжения и появлению соответствующих структур. Отражая дифференцированность горизонтальных движений, структуры сжатия и растяжения чередуются в пространстве; простирания первых в основном субширотные, вторых – субмеридиональные; развивались они длительно и унаследованно.

К областям сжатия Чингизского сдвига приурочены зоны смятия, разрывы типа надвигов и взбросов, приразломные складки и горсты. Можно предполагать, что с обстановкой преобладающего сжатия связана локальная генерация на определенной глубине гранитоидных внутрикоровых анатектических расплавов; появление магматических пород фиксирует в таком случае места концентрации наибольших тангенциальных напряжений вдоль разлома и нижних граничных поверх-

ностей приразломных блоков. С условиями растяжения в приразломной полосе связано возникновение сбросов, грабенов, грабенообразных проседаний, зон вулканической проницаемости. Наиболее подвижные из этих зон сопровождались линейными вулканотектоническими депрессиями; в относительно спокойных зонах растяжения образовались кольцевые структуры.

Чингизский сдвиг и сопровождающая его зона дислокаций возникли и развивались в региональном поле тектонических напряжений, характеризовавшемся наибольшим сжатием в меридиональном направлении. С этой региональной системой напряжений связана другая крупнейшая зона нарушений Центрального Казахстана, которую следует рассматривать в качестве сопряженной с Чингизской, — долготно вытянутый Центрально-Казахстанский разлом. Протяженность его составляет не менее 350 км; он также рассекает разнородные структуры (Беспалов, 1964): на юге — герцинские, на севере, где сближается с Чингизским сдвигом, — каледонские, не считаясь с господствующими простираниями ни тех, ни других. Заложение Центрально-Казахстанской зоны разломов, как и Чингизской, относится к раннему — среднему девону. Но преобладали там движения вертикальные (сбросовые), которые происходили одновременно с горизонтальными по Чингизскому сдвигу на протяжении всего позднего палеозоя. Разнонаправленный характер движений был обусловлен различной пространственной ориентировкой указанных разрывных зон в едином силовом поле. Отмечаемая на отдельных отрезках зоны Центрально-Казахстанского разлома (в области сочленения каледонид и герцинид) сдвиговая составляющая перемещения связана, по-видимому, с местной частичной переориентировкой осей напряжений вдоль юго-западного дугообразного края каледонского массива.

Сдвиг по Чингизскому разлому каледонских структур позволяет поставить вопрос о горизонтальном смещении связанных с ними металлогенических зон, в частности Акбастауской зоны с золото-полиметаллической — медноколчеданной рудной формацией, имеющей наибольшее практическое значение. Вполне вероятно, что продолжение этой зоны находится значительно южнее к востоку от сдвига, в северной части Алакольской впадины, где распространен структурно-фациальный комплекс среднего — верхнего ордовика, близкий по возрасту и особенностям строения к рудоносному комплексу на западе, но изученный в поисковых целях еще крайне слабо.

- Аксаментова Н.В., Антонюк Р.М. 1964. Стратиграфия и фации девонских отложений северо-западного Предчингизья. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Аксаментова Н.В., Антонюк Р.М., Подольский А.М. 1966. Девонская вулканоплутоническая формация северо-западного Предчингизья. - Труды ИГН АН КазССР, т. 18.
- Антонюк Р.М., Аксаментова Н.В. 1964. Верхний ордовик и нижний силур северо-западного Предчингизья. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Антонюк Р.М., Клиnger Б.Ш. 1968. К вопросу о возрасте уртыньжальской серии (Центральный Казахстан). - Докл. АН СССР, т. 180, № 4.
- Арустамов А.А., Абрамичев В.В., Бибицков И.Л., Королева М.Н., Потеха А.В., Фишман И.Л. 1968. К вопросу о возрасте эффузивно-пирокластической толщи Акбастауской антиклинали юго-западного Чингиза. - В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана, Алма-Ата.
- Асатуллаев Н.Р., Беляков Л.В., Дорохов И.Л., Журавлев Б.Я., Кац Я.Г., Михайлов А.Е., Тихомиров В.Г., Успенский Е.П. 1965. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). - Сов. геол., № 4.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.Л., Боровиков Л.И., Виноградов А.П., Гаррис М.А., Герлинг Э.К., Зыков С.И., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Комлев Л.В., Крылов А.Я., Монич В.К., Обручев С.В., Овчинников Л.Н., Полевая Н.И., Половинкина Ю.И., Рубинштейн М.М., Семенов Н.П., Семенова Т.П., Старик И.Е., Тугаринов А.И., Фирсов Л.В., Хамрабаев И.Х., Шанин Л.Л., Щербаков Д.И., 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геолов. Проблема 3). М., "Наука".
- Афоничев Н.А. 1960. Основные черты структурного плана Джунгарского Алатау, Тарбагатай и северо-восточного Прибалхашья. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33.
- Афоничев Н.А. 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. - Сов. геол., № 2-3.
- Бабаков В.И. 1969. Новейшая структура Казахского щита. - Геотектоника, № 6.
- Бандалетов С.М. 1962. Структурно-фациальные зоны силура севера и востока Центрального Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 2 (47).
- Бандалетов С.М. 1969. Силур Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Бандалетов С.М., Борисак М.А., Ковалевский О.П., Никитин И.Ф. 1965. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе (Центральный Казахстан). - Изв. АН КазССР, серия геол., № 1.
- Белов В.А., Бок И.И., Дьяк В.Н., Кораблев Б. К. 1968. Основные типы медного и медно-полиметаллического оруденения в Тарбагатае. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 4.
- Бенкофф Х. 1966. Движения по крупнейшим разломам. - В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., "Мир".
- Беспалов В.Ф. 1964. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Беспалов В.Ф. 1964. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Максимов А.А., Тихомиров В.Г., Четверикова Н.П. 1963. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. - Вестн. МГУ, геол., № 5.
- Богданов А.А., Соболев Р.Н., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Рыбалтовский Е.В., Семенова Т.П., Серых В.И., Шульга В.М. 1969. Формирование интрузивных комплексов Центрального Казахстана в свете радиологических данных. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

- Богомолов Ю.Г., Дворов В.И. 1969. Статистические критерии при обработке гидрохимических данных, полученных в районе Чингизского разлома. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Борисяк М.А., Ковалевский О.П., Николаева Т.В. 1961. К стратиграфии силура хребта Чингиз. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42.
- Борсук Б.И. 1960. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. - В кн.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР.
- Борукаев Р.А. 1961. История тектонического развития Чингизской геосинклинальной зоны (Центральный Казахстан). - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (44).
- Бугаец А.Н., Зырянов В.Н., Нарсеев В.А., Степанов А.В. 1965. Метасоматически измененные гранитоиды Чингиз-Тарбагатайского района. - В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Тезисы докладов I Казахстанского петрогр. совещания. Алма-Ата.
- Буданов В.И. 1970. К вопросу о механизме формирования кольцевых комплексов. - Докл. АН СССР, т. 191, № 3.
- Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). - Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Великовская Э.М. 1964. Структурно-фациальные зоны силура в юго-западном Предчигизье. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 4.
- Великовская Э.М. 1966. Особенности строения силурийских отложений Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. - Вестн. МГУ, геол., № 1.
- Великовская Э.М., Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. 1966. О структурно-фациальных зонах юго-западного склона хребта Чингиз. - Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Войтович В.С. 1969. Природа Джунгарского глубинного разлома. - Труды ГИН АН СССР, вып. 183.
- Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. 1965. - Труды ИГН АН КазССР, т. 13.
- Геология СССР. 1967. Т. 41, Восточный Казахстан, ч. I М., "Недра".
- Геология Чингизской геосинклинальной зоны (Центральный Казахстан). 1962. - Труды ИГН АН КазССР, т. 5.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. 1969. М., "Недра".
- Гендлер В.Е., Семенова Т.П. 1962. Геохронологические исследования гранитоидов Тарбагатай по данным аргонового метода. - В кн.: Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Гептнер Т.М. 1970. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций. - Вестн. МГУ, геол., № 4.
- Гзовский М.В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3-4 М., Изд-во АН СССР.
- Голышев С.Н., Филатова Н.И. 1968. Структурно-фациальная зональность палеозойского фундамента хребта Тарбагатай. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 6.
- Гольдшмидт В.И. 1969. Глубинное строение северо-восточных предгорий Чингизского хребта по геофизическим данным. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1(34).
- Гушин А.В., Филатова Н.И. 1965. К стратиграфии верхнеордовикских отложений восточной части хр. Западный Тарбагатай (бассейн р. Кельдымурат). - Изв. высших учеб. завед., геол. и разв., № 9.
- Дорохов И.Л. 1968. Варисийские интрузии северо-восточной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). - Вестн. МГУ, геология, № 4.
- Дубинин А.Ф., Козлов М.С. 1967. Типы оруденения, связанного с нижнекаменноугольным магматическим комплексом в Аягузском районе. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 4.
- Ергалиев Г.Х. 1959. Еремантауская серия синия хребтов Акчатау и Аркалык. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (34).
- Ерджанов К.Н. 1951. Батпакский гранитоидный массив в Восточном Казахстане. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 13(103).
- Ермоленко А.Е., Козлов М.С., Титов В.И. 1971. Основные новые данные по геологии северо-восточного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, изд. КазНИИМС и ВКУ.
- Жаутиков Т.М. 1968. Тектоническое развитие и районирование Чингизского мегантиклинория. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Жаутиков Т.М. 1971. Глубинные разломы Чингизского мегантиклинория. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, изд. КазНИИМС и ВКУ.

- Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Лебедь Н.И. 1971. Стратиграфия верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений Акбастау-Кусмурунского рудного поля. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана, Алма-Ата, изд. КазНИИМС и ВГУ.
- Журавлев Б.Я. 1966. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория. - Вестн. МГУ, геол., № 3.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. 1971а. О крупных тектонических разрывах хребта Чингиз. - Геотектоника, № 5.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. 1971б. Строение и особенности формирования Кайнарской мульды (хребет Чингиз, Центральный Казахстан). - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 10. М., изд. МГУ.
- Зырянов В.Н. 1969. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., "Наука".
- Ившин Н.К. 1969. Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Тезисы докладов. М., изд. МГУ.
- Каипов А.Д. 1970. Акбастау-Кусмурунская вулкано-кальдера (Центральный Казахстан). - Докл. АН СССР, т. 195, № 5.
- Кац Я.Г., Мартынова М.В., Успенский Е.П., Асатуллаев Н.Р., Юрина А.Л. 1964. Живетские и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. - Изв. высших учебных завед., геол. и разв., № 4.
- Качанов Л.М. 1956. Основы теории пластичности. М.
- Керкис Б.Е. 1959. Пермский вулканизм в Западном Тарбагатае. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 22.
- Кленина Л.Н., Шугрин Э.К. 1971. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений и тектоническое районирование юго-западной части Зайсанской геосинклинали. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана, Алма-Ата, изд. КазНИИМС и ВГУ.
- Ковалева В.В., Розенкранц А.А., Ташинина М.В. 1968. Верхнепалеозойские игнимбриты Северо-Восточного Прибалхашья. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 157.
- Ковалевский О.П. 1961. О верхнеордовикском возрасте известняков горы Акдомбак (хр. Чингиз). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42.
- Ковалевский О.П. 1971. К биостратиграфическому расчленению верхнего ордовика хребтов Чингиз и Тарбагатай (Казахстан). - Докл. АН СССР, т. 198, № 3.
- Козлов М.С. 1966. Некоторые вулканоплутонические серии нижнекаменноугольного возраста Восточного Казахстана. - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Котова Л.Н. 1972. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. - Труды ГИН АН СССР, вып. 224.
- Кощкин В.Я. 1961. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. - Материалы по геологии и полезн. ископ. Казахстана, вып. 1 (26). Алма-Ата, изд. АН КазССР.
- Кропоткин П.Н. 1944. Каменный уголь на северо-восточном склоне хребта Чингиз. - Изв. Казах. фил. АН СССР, серия геол., вып. 2-3.
- Кумпан А.С., Добрецов Г.Л., Митрофанова К.В. 1969. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., "Недра".
- Литвинович Н.В., Бондаренко О.Б., Свербилова Т.В., Смельовская М.М., Троицкая Т.Д., Шаркова Т.Т. 1963. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений хребта Тарбагатай (ордовик, силур, девон, нижний карбон). М., Госгеолтехиздат.
- Лукьянов А.В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Лялин Ю.И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г. 1964. Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория (Центральный Казахстан). - Труды ИГН АН КазССР, т. 11.
- Ляпичев Г.Ф., Иванов А.И., Гохштейн А.И., Замятин Н.И., Шаукенова Р.И. 1966. Новые данные по абсолютному возрасту каледонских интрузий хребта Чингиз (Восточный Казахстан). - Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Ляпичев Г.Ф., Монич В.К. 1968. Геологические особенности и история развития магматизма Центрального и Южного Казахстана в неохроне. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука".
- Магницкий В.А. 1965. Внутреннее строение и физика Земли. М., "Недра".
- Маркова Н.Г. 1948. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. - В кн.: Тектоника СССР, т. I, ч. 1, М.-Л.
- Маркова Н.Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. - В кн.: Складчатые области Евразии, М., "Наука".

- Мархинин Е.К. 1964. Кальдеры и периферические вулканические очаги. - Труды Лабор. палеовулканологии (КазИМС), вып. 3.
- Михайлов Н.П. 1962. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 80.
- Монич В.К., Семенов Т.П. 1963. Геохронологическая шкала 1963 г. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 5 (56).
- Монич В.К., Ляпичев Г.Ф., Полянский Н.В., Севрюгин Н.А. 1968. Интрузивные комплексы северо-востока и востока Центрального Казахстана. - В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. I. Алма-Ата, "Наука".
- Моссаковский А.А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. - Геотектоника, № 2.
- Мыччик М.Б. 1970. Проявления меди в верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья. - В кн.: Материалы Второй республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск.
- Никитин И.Ф. 1960а. Еркебидайская и ангренсорская свиты среднего ордовика хребта Чингиз. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3.
- Никитин И.Ф. 1960б. Жарсурская свита верхнего ордовика хребта Чингиз и его юго-западных предгорий. - Труды ИГН АН КазССР, т. 3.
- Никитин И.Ф. 1972. Ордовик Казахстана, ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата, "Наука".
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Цай Д.Т. 1968. Корреляционная схема ордовика Восточного Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Никитина Л.Г. 1959. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе (Центральный Казахстан). - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (36).
- Никитина Л.Г. 1964. Стратиграфия и фашиальные комплексы ниже-среднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Оренбургский М.А. 1970. Некоторые закономерности размещения оруденения в пределах Чингизского антиклинория. - В кн.: Материалы Второй республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск.
- Паталаха Е.И. 1967. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность "подвижности" зон глубинных разломов. - Сов. геол., № 11.
- Паукер И.А. 1946. Золотоносность Чингизской складчатой зоны и Калбы. - Изв. Каз. фил. АН СССР, серия геол., вып. 8(26).
- Пейве А.В. 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А.В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 16). М., Изд. АН СССР.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Перекалина Т.В., Розенкранц А.А., Ташинина М.В. 1966. Развитие герцинского магматизма и вулканоплутонические формации Центрального Казахстана. - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Плюшев Е.В., Нехорошев Г.В. 1962. История формирования структур Тарбагатай. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 74.
- Полянский Н.В. 1969. Некоторые закономерности размещения рудных полезных ископаемых в юго-западной части Чингизского мегантиклинория. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 1.
- Полянский Н.В., Жаутиков Т.М., Лебедь Н.И., Оренбургский М.А. 1968. Закономерности развития палеозойского магматизма в Чингизском регионе. - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Поникаров В.П. 1954. Новые данные по стратиграфии Северо-Восточного Прибалхашья и северо-западной части Западного Тарбагатай. - Труды МГРИ, т. 26.
- Пэк А.А. 1968. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Радченко Г.П., Розенкранц А.А. 1960. Новые данные о пермских отложениях Северо-Восточного Прибалхашья. - Сов. геол., № 4.
- Радченко Г.П., Розенкранц А.А., Ковалева В.В., Смеловская М.М. 1968. К вопросу о возрасте верхней части континентальной вулканогенной серии Северо-Восточного Прибалхашья (Казахстан). - Сов. геол., № 6.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. - Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Ренгартен П.А. 1958. Герцинские структурно-фашиальные зоны Восточного Прибалхашья. - Сов. геол., № 4.

- Розенкранц А.А., Семенова Т.П., Монич В.К., Ковалева В.В. 1964. Геохронологические данные для континентальных образований верхнего палеозоя в Казахстане. – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Рудич К.Н. 1970. О типах и условиях становления субвулканических тел. – В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука".
- Савочкина Е.Н. 1960. Верхнеордовикский интрузивный комплекс Западного Тарбагатая. – Сов. геол., № 10.
- Савочкина Е.Н. 1964. Дайки II этапа Батпакского массива. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 4.
- Савочкина Е.Н., Чуйкова В.Г. 1963. Об интрузии горы Кунур–Сандыктас в Батпакском гранитном массиве (Восточный Казахстан). – Изв. высших учеб. завед., геол. и разв., № 9.
- Самыгин С.Г. 1970а. О связи девонских вулканов с зоной Чингизского разлома (Восточный Казахстан). – Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Самыгин С.Г. 1970б. Сдвиг по Чингизскому разлому (Восточный Казахстан). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 3.
- Самыгин С.Г. 1970в. Чингизский сдвиг и позднепалеозойские структуры (Восточный Казахстан). – Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМСа, ч. I. М.
- Самыгин С.Г., Титов В.И., Кленина Л.Н., Ившин Н.К., Оренбургский М.А. 1969. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии – среднем ордовике. – Докл. АН СССР, т. 188, № 2.
- Самыгин С.Г., Третьякова В.Г. 1971. О структурных соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом (Восточный Казахстан). – Геотектоника, № 2.
- Сатпаев К.И., Монич В.К., Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф., Семенова Т.П. 1964. Основные итоги геохронологического изучения магматических и металлогенических формаций Казахстана. – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Северюгин Н.А. 1959. Геологическое строение Присемипалатинского района. – Сов. геол. № 8.
- Северюгин Н.А. 1965а. Верхнепалеозойский тектоно-магматический цикл Северо-Восточного Казахстана. – В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Тезисы докладов I Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата.
- Северюгин Н.А. 1965б. Историко-геологическая характеристика магматизма Северо-Восточного Казахстана. – В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Тезисы докладов I Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата.
- Северюгин Н.А., Лившиц М.Б., Синдин И.К. 1965. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3(28). Алма-Ата, "Наука".
- Северюгин Н.А., Семенова Т.П. 1960. Определение возраста изверженных пород Дегелен-Чингизского района аргоновым методом. – Труды КазИМС, вып. 3.
- Сейтмуратова Э.Ю. 1968. Абсолютный возраст гранитоидов хребта Чингиз по оптическим данным. – В кн.: Материалы первой республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, "Наука".
- Семенова Т.П. 1969. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана по данным аргонного метода. Алма-Ата, изд. КазНИИМС.
- Семенова Т.П., Гендлер В.Е., Савочкина Е.Н., Чуйкова В.Г. 1966. О возрасте Батпакского массива в Восточном Казахстане. – Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Семенова Т.П., Гендлер В.Е., Степанов А.В. 1966. Новые данные об абсолютном возрасте массива Акжайлы. – Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Соболев Р.Н., Боршевский Ю.А. 1966. Абсолютный возраст гранитной интрузии Восточный Коунрад (Центральный Казахстан). – Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Стааль М.Б., Розенкранц А.А., Ковалева В.В. 1956. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья. – Сов. геол., сб. 52.
- Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. 1971. (Тезисы докладов). Алма-Ата, изд. ИГН АН КазССР.
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – Труды ГИН АН СССР, вып. 179.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1965. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1966. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан). – Докл. АН СССР, т. 168, № 3.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1969. О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане. – Геотектоника, № 2.
- Тектоника Евразии, 1966. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5000000). М., "Наука".
- Титов В.И. 1966. Нижне-среднедевонская порфировая вулканоплутоническая формация северо-западной части Восточно-Чингизского синклиория и ее рудоносность. – Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Титов В.И., Нахтигаль Г.П., Ермоленко А.Е. 1966. Тектоническое строение и особенности размещения гранитоидных plutонов северо-восточного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. – Изв. АН КазССР, серия геол., № 5.
- Тихомиров В.Г. 1966. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклиория. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 1.
- Третьяков В.Г. 1966. Размещение некоторых глубинных подвижных зон Чингиз-Тарбагатайского района Восточного Казахстана по аэромагнитным данным. – Вестн. АН КазССР, № 3.
- Третьяков В.Г. 1960. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья. – Вестн. АН КазССР, № 1.
- Трифонов В.Г. 1967. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. – Труды ГИН АН СССР, вып. 175.
- Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, 1960. Т. 1-2. Алма-Ата, изд-во АН КазССР.
- Успенский Е.П. 1965. Стратиграфия нижне- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хребта Чингиз (Центральный Казахстан). – Изв. высших учебн. завед., геол. и развед., № 3.
- Фаворская М.А., Томсон В.И., Иванов Р.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. 1969. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., "Недра".
- Федоров В.Н. 1962. О возрасте гранитоидов бассейна верхнего течения р. Чаган в хребте Чингиз. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 74.
- Хаин В.Е. 1963. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. (Исторический обзор). – Изв. высших учебн. завед., геол. и разв., № 3.
- Чуйкова В.Г. 1957. Два комплекса верхнепалеозойских гранитов в Северо-Восточном Прибалхашье. – Сов. геол., сб. 62.
- Шлыгин Б.Д., Шлыгин А.Е. 1964. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. – В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Шугрин Э.К., Семенова Т.П., Куликовский К.Г. 1966. Абсолютный возраст магматических образований верховьев р. Кокпекты (северо-восточные склоны хребта Западный Тарбагатай). – Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука".
- Щерба И.Г. 1966. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41 вып. 6.
- Anderson E. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation. 2 ed., London.
- Crowell J. 1962. Displacement along the San Andreas fault, California. – Geol. Soc. America Spec. Paper, N 71.
- Hill M., Dibblee T. 1953. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. – Bull. Geol. Soc. America, v. 64, N 4.
- Katili J., Hehuwat F. 1967. On the occurrence of large transcurrent faults in Sumatra, Indonesia. – J. Geosci. Osaka City Univ., v. 10.
- Kingma J. 1958. Possible origin of piercement structures, local unconformities and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. – N. Zealand J. Geol. and Geophys., v. 1, N 2.
- Lensen G. 1958. A method of graben and horst formation. – J. Geol., v. 66, N 5.
- Moody J.D., Hill M.J. 1956. Wrench-fault tectonics. – Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, N 9.
- Pavoni N. 1961. Die nordanatolische Horizontalverschiebung. – Geol. Rundschau, 51, H. 1.
- Sharp R. 1967. San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of Southern California. – Bull. Geol. Soc. America, v. 78, N 6.
- Suggate R. 1963. The Alpine fault. – Trans. Roy. Soc. N. Zealand, v. 2, N7.
- Suvorov A.J., Samygin S.G. 1969. Tectonic convergence of facies in large overthrusts. – Int. Geol. Rev., v. 11, N 1.

ПРИЛОЖЕНИЕ. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

При ссылке на опубликованные исследования указаны фамилия автора и год публикации, для других работ указаны инициалы и фамилия руководителя исследований, а также год их завершения. Фамилии авторов определений ископаемых остатков и более точную географическую привязку местонахождений можно найти в работах, на которые сделана ссылка. В тексте ссылки на ниже приводимые списки даны цифрой со звездочкой.

1. *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl. — М.Б.Мычник, 1966 г.
2. *Osagia* cf. *bothrydioformis* Krasn., *O. cf. tenuilamellata* Reitl., *Volvatella* sp., *Radiosus* cf. *sphaericus* Z. Zhur. — Стратиграфическое . . . , 1971.
3. *Polyentactinia* sp. (*P. ex gr. parva* Nazarov), *Entactinosphaera* sp., *Lithapium* sp., ? *Cenellipsis* sp. — гряда Аркалык, определения Б.Б.Назарова.
4. (?) *Lotagnostus* sp. — юг гор Шокпактас, сбор Б.Б.Назарова.
5. *Valcourea* aff. *confinis* (Salter), *Pionodema uniplicata* Cooper, *Leptellina* aff. *tennessensis* Ulr. et Coop., *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) sp. и др. — А.Г. Денисюк, 1970 г.
6. *Plectambonitidae* gen. et sp. indet. — В.Н.Киньшаков, 1959 г.
7. *Discoidea*, *Prunioidea* (часто сходные с сечением *Cenellipsis* sp.) — определения Б.Б.Назарова.
8. *Prepanodus* sp., *Oistodus* sp., *Prioniodus* sp., *Prionidina* sp. — определения В.Яковлева из сборов автора на правом берегу ручья Сарыбулак, недалеко от его истоков.
9. *Entactinia* sp., *Entactinosphaera* sp., *E. ex gr. explicata* Nazarov, ? *Ellipsostigma* sp. — р.Баканас в 4 км выше пос.Рамазан, определения Б.Б.Назарова.
10. *Asteroentactinia* aff. *ramificans* Nazarov, *Entactinosphaera*? *aculeata* Nazarov, *Entactinia* ex gr. *comets* Foreman, ? *Ellipsostigma* sp., *Spongodruppa* sp., ? *Staurodruppa* sp., *Lithapium* ex gr. *siluricum* Rust, L. sp., *Cenellipsis* sp. — горы Кызылкайын, определения Б.Б.Назарова.
11. *Entactinosphaera aksakensis* Nazarov, *E. aculeata* Nazarov, ? *E. inpercepta* Nazarov, *Asteroentactinia ramificans* Nazarov, *Entactinia elongata* Nazarov, *E. cf. akdjimensis* Nazarov, *E. ex gr. comets* Foreman, ? *Ellipsostigma* sp., *Archicorvus* sp., *Druppula* sp., ? *Lithapium* sp., *Porodiscus* sp., ? *Ellipsidium* sp., *Spongoentactiomma* sp., *Tetrentactinia* sp., *Spongodruppa* sp. — район гряды Отызбес, определения Б.Б.Назарова.
12. *Dicranograptus* aff. *nicholsoni* Нопк., *Climacograptus bicornis* (Hall) и др.; *Trinodus* ex gr. *glabratus* (Angelin), *Illaenus sphaericus* Holm., *Cybelurus planifrons* (Web.), *Remopleurides bandaletovi* Ivsh. (in coll.) и др.; *Camerella plicata* Cooper и др. — Геология . . . , 1962; Никитин, 1972.
13. *Trinodus glabratus* (Angelin), *Cybele* cf. *weberi* Kol., *Illaenus* sp., *Remopleurides* sp. и др.; *Sowerbyella* sp., *Productorthis* sp. и др.; *Glyptograptus* cf. *artschalensis* Pavl. — М.Б.Мычник, 1962 г.
14. *Apatokephalus dubius* (Linnars.), *Pliomerops* sp. и др. — Геология . . . , 1962; Никитин, 1972.
15. *Expansograptus* ex gr. *hirundo* (Salt.), *Glyptograptus dentatus* (Brongn.), *Didymograptus* sp. и др.; *Pliomerops similis* Barr. и др.; *Idiostrophia* aff. *costata* U. et. C. — Геология . . . , 1962; Никитин и др., 1968.
16. *Illaenus* sp. — М.С.Козлов, 1968 г.
17. *Protopliomerops* cf. *deffarraris* Haarg., *Apatokephalus* aff. *replicare* Lis., *A. sp.* и др.; *Archaeorthis*? sp., *Pomatotrema* sp., *Obolus* sp., *Syntrophioidea* — М.Б.Мычник, 1962 г.; Геология . . . 1962.
Menoparia Ross (1951), *Protopliomerops* (*Hintzela*) sp., *Geragnostus* Howell (*G. sidenbladhi* Linnars.), *Nileus* sp., *Sphaerexochus* sp., *Stenoparia* sp., *Illaenus* sp. и др.; *Inarticulata* sp., *Nanorthis* sp., *Tritoechia* sp., *Mimella* sp., *Opikina* sp., *Strophomenidae* gen. et sp. indet. и др. — М.С.Козлов, 1968 г.
18. В нижней части верхнего карадока: брахиоподы (разрез 40) *Sowerbyella* sp., *Plectambonitacea* gen. et sp. indet., *Camerellidae* gen. et sp. indet.

В верхней части верхнего карадока: кораллы *Agetolites mirabilis* Sok. (15, 17, 26)¹, *A. antiquus* Bond. (31), *A. multitabulatus* Lin. (26), *A. zinghizicus* Kov. (29), *A. sp.* (16, 31, 38), *Catenipora subparallela* Kov. (26, 29), *C. tarbagataica* (Bond.) (31), *Sarcinulla tarbagataica* Kov. (26), *Plasmoporella spinosa* Bond. (26), *Pl. convexotabulata* Kiaer (15, 26), *Pl. crassa* Kov. (26), *Pl. cf. arcatabulata* Bond. (16), *Pl. sp.* (16, 38), *Favistella alveolata* (Gold.) (31), *F. sp.* (26, 31), *Palaeofavosites acerbus* Kov. (26), *Propora dubia* Kov. (26), *P. sp.* (16, 38), *Acdalopora elegantis* Kov. (26), *A. sp.* (26), *Stelliporella sp.* (26), *Reuschia sp.* (26, 29), *Heliolites cf. parvulus* Kov. (15), *H. pseudobellus* Kov. (26), *H. sp.* (16, 26), *Taeniolites cf. kelleri* Bond. (26), *Cyathophylloides sp.* (31), *Brachyelasma sp.* (38), *Streptolasma sp.* (38); брахиоподы *Sowerbyella sericea* (Sow.) (15, 26), *S. sladensis* Jones, *Parmorthis antecedans* M. Bor. (26), *Strophomena ajagusensis* M. Bor. (15, 16), *S. sp.* (26), *Leptelloidea cf. multicosata* M. Bor. (26), *Zygospira aff. parva* Ruk. (26), *Leptaena sp.* (29, 57), *Plectatrypa sp.* (38, 57), *Chonetoides sp.* (26), *Triplesia sp.* (57), *Eoplectodonta (?) sp.* (26), *Monomerella (?) sp.*; трилобиты *Remopleurides salteri* var. *girvanensis* Reed (26), *Ptychopyge vodorezovi* Web. (26), "*Bronteus*" *romanovskyi* Web. (28, 57), *Iliaenus sp.* (26, 28), *Encrinurus sp.* (26), *Ceraurinaella sp.* (26), *Cheiruridae* (26).

В нижней части ашгидля: кораллы (разрез 14) *Agetolites cf. brevisseptatus* Lin., *A. minor* Lin., *A. cf. mirabilis* Sok., *A. sp.*, *Catenipora libera* Kov., *Acdalopora elegans* Kov.; *Reuschia minuta* Kov., *Plasmoporella sp.*, *Heliolites pseudobellus* Kov., *Visbylites fragilis* Kov.; брахиоподы *Strophomena ajagusensis* M. Bor. (17), *Kassinella globosa* M. Bor. (26), *Reserella sp.* (26), *Oxoplectia sp.* (17), *Sowerbyella sp.* (17), *Austinella sp.* (17), *Orthidae* (39); трилобиты *Cheirurus classoni* Tomg. (14), *Remopleurides tenuispinifer* M. Ap. (26), *Iliaenus oviformis* Warb. (14), *Ampyxinella venulosa* M. Ap. (26), *Tretaspis aff. granulata* (Wahl.) (26), *T. cf. goldfussi* (26), *Microporia speciosa* (H. et C.) (26); граптолиты *Dicellograptus ex gr. complanatus* Lapw. (26, 29, 39), *D. sp.* (14, 29), *Rectograptus giganteus* Keller (26, 29), *R. ex gr. truncatus* Lapw. (14, 26, 39), *R. sp.* (39), *Climacograptus scalaris* var. *normalis* Lapw. (29), *C. ex gr. scalaris* (Kis.) (14), *C. ex gr. innotatus* Nich. (26), *C. sp. indet.* (26, 29, 39), *Pseudoclimacograptus sp.* (29), *Paraclimacograptus sp.* (14), *Glyptograptus aff. persculptus* Salter (29), *G. sp. indet.* (26, 29, 39), *Diplograptus sp.* (14).

В верхней части ашгидля: кораллы *Hemiagetolites ramosus* Kov. (14, 26), *Agetolites brevisseptatus* Lin. (14), *A. sp.* (15), *Catenipora inordinata* Kov. (15, 26), *Saryarkia bandaletovi* Kov. (26), *Heliolites tolenensis* Kov. (14); брахиоподы *Holorhynchus giganteus* Kiaer (14, 15, 26, 43), *Mimella globosa* var. *tolenensis* M. Bor. (15), *Christiania bilobata* Reed (15), *Skenidioides variabilis* M. Bor. (14), *Eocoelia cf. hemisphaerica* (Sow.) (16), *Nalivkinia ? sp.* (16), *Camartoechiidae* (16); трилобиты *Tretaspis granulata* (Wahl.) (26), *Dulanaspis costatus* Tschug. (26), *Pliomerina anderkensis* (Web.) (15, 26), *Ceraurus kassini* Tschug. (26), *Iliaenus oviformis* Warb. (14), *I. bajanaulicus* Lis. (26), *Remopleurides emarginatus* Tomg. (26), *R. sp.* (15), *Cybele weberi* Kolova (14), *Encrinurus sp.* (15); граптолиты *Rectograptus ex gr. truncatus* Lapw. (14, 26), *R. cf. truncatus* var. *abbreviatus* Ell. et W. (26), *Paraclimacograptus innotatus pacificus* Rued. (14), *Climacograptus cf. supremus* Ell. et W. (14), *C. cf. latus* Ell. et W. (14), *C. sp.* (26), *Dicellograptus sp.* (14).

19. В нижней части верхнего карадока: кораллы *Amsassia chaetoides* Sok. (22), *Catenipora sp.* (51), *Praeheliolites koskarasuensis* Kov. (22); брахиоподы *Sowerbyella papiliunculus* M. Bor. (22), *S. sericea* (Sow.) (22), *S. sp.* (47), *Leptelloidea multicosata* M. Bor. (22, 47), *Schizophorella kazachstanica* Ruk. (22), *Rhynchotrema ex gr. otarica* Ruk. (47), *Mimella panna* Andr. (22), *Kassinella globosa* M. Bor. (22), *Leptaena ex gr. rhomboidalis* Wilsk. (47), *Triplesia sp.* (47), *Oxoplectia sp.* (47), *Plectambonitidae* gen. et sp. indet. (47), *Strophomenidae* gen. et sp. indet. (47), *Dalmanellidae* gen. et sp. indet. (47), *Orthidae* gen. et sp. indet. (47).

В верхней части верхнего карадока: кораллы *Agetolites antiquus* Bond. (19, 32, 34, 35, 37), *A. mirabilis* Sok. (22, 32), *A. minor* Lin. (21, 22), *A. cf. guschanensis* Lin. (34), *A. aff. oculiporoides* Lin. (34), *Catenipora tarbagataica* (Bond.) (36), *C. rasmusseni* (Teichert) (32, 37), *C. sp.* (34), *Sarcinula tarbagataica* Kov. (22), *Plasmoporella spinosa* Bond. (19, 22, 35, 37), *Pl. convexotabulata* Kiaer (22), *Pl. crassiformis* Kov. (22), *Pl. multitrabeculata* Kov. (22), *Pl. granulosa* Bond. (32), *Favistella alveolata* Gold. (19, 36), *F. dybowski* Soshk. (19, 36), *F. sp.* (36), *Mesofavosites (?) dubius* Kov. (22), *Propora brevisseptata* Kov. (21, 22), *P. primigenia* (Kiaer) (35), *P. pseudotubus* Bond. (35), *Acdalopora elegantis tarbagataica* (22), *A. sp.* (34), *Liopora unica* Bond. (19, 32), *L. polygonalis* Bond. (34), *Nyctopora cylindrica* Bond. (19), *N. riphaeica* Sok. (34), *Parastriatopora antiqua* Kov. (22), *Stelliporella aff. zvonstovi* Kov. (34), *Reuschia aperta* Kiaer (22), *R. sp.* (34), *Heliolites cf. parvulus* Kov. (22), *H. paopensis* Sok. (19, 35), *H. (?) sp.* (21), *H. (?) ramosus* Kov. (22), *Taeniolites lacer* Bond. (35), *Cyathophyl-*

¹Здесь и далее в списках 19, 38, 39 цифры в скобках указывают номера разрезов, в которых встречаются те или иные формы.

- loides aktshaulicus* Smel. (36); брахиоподы *Mimella gibbosa* Bill. (22), *Sowerbyella papiliunculus* M. Bor. (22); трилобиты *Antiplectoceras* sp. (22).
- В нижней части ашгиллия: кораллы *Agetolites aequiseptatus* Kov. (22), *A. sp.* (20, 21), *Catenipora libera* Kov. (22), *Propora conferta* M.E. et H. (21), *P. sp.* (51), *Plasmoporella pura* Kov. (22), *Pl. abakensis* Kov. (22), *Pl. sp.* (20), *Favistella dybovskii* Soshk. (20), *Favosites* sp. (51), *Mesofavosites* sp. (51), *Palaeohalysites* sp. (20), *Eofletcheria* sp. (20), *Heliolites parvulus* Kov. (22), *Visbylites gracilis* Kov. (22); брахиоподы *Strophomena ajagusensis* M.Bor. (21), *Kassinella globosa* M. Bor. (22), *Mimella globosa* var. *longa* M.Bor. (21), *Christiania bilobata* Reed (22), *Sowerbyella duplicata* (Sow.) (21), *S. sericea* (Sow.) (21), *Dalmanella alba* M. Bor. (22), *Parmorthis hdevexa* M. Bor. (22); трилобиты *Pliomerina anderkensis* (Web.) (22), *P. dulanensis* Tschug. (22), *Illaenus bajanaulicus* Lis. (22), *I. sp.* (21), *Encrinurus multisegmentatus* Portl. (22), *E. sp.* (21); граптолиты *Rectograptus* sp. (50), *Climacograptus* sp. (50), *Pseudoclimacograptus* (?) sp. (50), *Glyptograptus* sp. (50), *Diplograptus* sp. (37), *Orthograptus* sp. (50).
- В верхней части ашгиллия: кораллы (разрез 51) *Plasmoporella* aff. *kazachstanica* Bond., *Pl. sp.*, *Catenipora* sp.; брахиоподы *Holorhynchus giganteus* Kiaer (24, 37), *Leptelloidea* sp. (32), *Sowerbyella* sp. (19), *Leptaena* sp. (19), *Hesperorthis* sp. (19), *Orthacea* (32), *Camarotoechiidae* (19); трилобиты *Remopleurides* sp. (19, 32), *Asaphidae* (19, 32).
20. *Glyptorthis* ex gr. *bellarugosa* (Conrad), *Reuschella samyginii* sp. nov. (in coll.), *Leptellina*? sp. — определения Л.Н.Клениной из сборов автора в юго-западной части гор Кадыр.
 21. *Sowerbyella* (*Sowerbyella*) sp., *S. (Veruella)* sp. — А.Г.Ленисюк, 1970 г.
 22. *Pseudanomotocarina* Tchem., *Erbia* ex gr. *sibirica* (Schmidt), *Kootenia* sp., *Kounamkites* sp. и др. — М.С.Козлов, 1968 г.
 23. *Incyellaspis expenans* Ivch., *Paraolenoides medoevi* Ivch., *Kassinus* ex gr. *kassini* Ivch., *Semisphaerocephalus* ex gr. *nominalis* Ivch., *Glyphaspellus primus* Ivch., *Anomotocarioides* aff. *speciosus* Tchem. и др. — М.С.Козлов, 1968 г.
 24. *Saukia* Walcott, *Olegaspis* cf. *olegi* Ivch., *Niobella* Reed., *Kingstonia* ex gr. *gibbus* Lerm. и др. — М.С.Козлов, 1968 г.
 25. *Eorobergia* Cooper — М.С.Козлов, 1968 г.
 26. *Coeloclema*? sp., *Hallopora* sp., *Fistulipora* sp. — определения Г.Г.Астровой из сборов автора к юго-востоку от горы Торгаут.
 27. *Rhynchotrema* aff. *instabilis* Klen. (in coll.), *R. sp.* — определения Л.Н.Клениной из сборов автора в северной части урочища Сарыозек.
 28. *Pseudosphaerexochus* sp., *Ampyx* sp.; *Amsassia* sp. nov.; *Petrophyton kiaerii* Heg., *Hedströmia* — А.Ф.Степаненко, 1962 г.
 29. *Phylloporinidae* — А.Ф.Степаненко, 1962 г.
 30. *Kassinella* ex gr. *globosa* M. Bor., *Sowerbyella* aff. *sericea* (Sow.), *S. aff. djartasica* Ruk. (in coll.), *Biloba* sp., *Dalmanella*? sp., *Leptellina* sp., *Lingula* sp., *Orthidae*; *Rectograptus* cf. *almatyensis* Keller, *Climacograptus* sp.; *Lititaenia* cf. *kazachstanica* Vost., *Lophospira criboosa* Vost., *Bucania*; *Paraphontonia* ex gr. *imitabilis* Khaefin — А.Ф.Степаненко, 1962 г.
 31. *Ptychopyge* (?) *vodorezovi* Web., *Pliomerina iliensis* Kor.; *Modiolopsis* aff. *exelens* Ulrich., *Ctenodonta* cf. *scophieldi* Ulrich, *Cleidophorus* sp., *Vanuxemia* sp. nov. — А.Ф.Степаненко, 1962 г.
 32. *Beloitoceras* aff. *bucheri* Flower, *Oncoceras* cf. *delicatum* Flower, *Discoceras* sp. — определения И.С.Барскова из сборов автора в 2,7 км к северу от горы Кудьяр.
 33. *Kingstonia* Walcott, *Acerocare* Angelin, *Anemocephalus* sp., *Eurekaspis* gen. nov. — М.Б.Мычник, 1960 г.
 34. *Kingstonia*, *Eureka* и др. — Бандалетов и др., 1965.
 35. *Niobella* Reed. — М.Б.Мычник, 1966 г.
 36. *Kingstonia* sp., *Agnostus* (*Euroagnostus* sp.) — определения Н.К.Ившина из сборов автора на правобережье р.Знаменки.
 37. *Diplagnostus planicauda* (Ang.), *Solenopleura* cf. *perconvexa* Ivsh., *Tolanaspis* sp., *Anomocaridae* — Ю.А.Столяров, 1965 г.
 38. В нижнем дландовери: брахиоподы *Holorhynchus cinghizicus* M. Bor. (2, 3, 20, 31, 32) *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* Sav. (11), *Sowerbyella* ex gr. *transversalis* (Wahl.) (11), *Zygospira* (*Zygospiraella*) *planoconvexa* (Hall) (22), *Coelospira* sp. (31), *Nucleospira* sp. (6), *Parmorthis* sp. (*P. cf. cimex* Kozl.) (6, 31), *Hesperorthis* sp. (31), *Nalivkinia* sp. (6), *Tripleisia* sp. (11); кораллы *Propora conferta* M. E. et H. (20, 31), *P. conferta* var. *cubiformis* Kov. (31), *P. cancellata* Lindstrom (22), *Catenipora alabasensis* Kov. (31), *Plasmopora* aff. *koldai* Kov. (20), *Palaeofavosites maximus* Tschern. (31), *P. simplex* Tschern. (31), *P. alveolaris* Gold. (22), *P. nikitini* Kov. (22), *P. aff. logibilis* Sok. (20, 22), *Palaeohalysites* aff. *escharoides* (Lamarck) (31); трилобиты *Pliomerina* sp. (11), *Lichas* sp. (11), *Bumastus* sp. (11), *Encrinurus* sp. (6); граптолиты (обнаружены в тонкозернистых терригенных отложениях в 40–50 км к западу от пос.Кайнар, в ур.Отызбес и у сопки Кунагай —

Бандалетов, 1969) *Pribylograptus* (*Monograptus*) *incommodus* (Törnq.), *Acidograptus* cf. *acuminatus* (Nich.), *Climacograptus* *scalaris* (His.), *C. sp.*, *Orthograptus* sp.; для нижнего-среднего лlandoвери в разрезе 31 типичны *Climacograptus* *scalaris* (His.), *Pseudoclimacograptus* *hughesi* (Nich.), *Pristiograptus* *concinnus* (Lapw.), *P. gregarius* (Lapw.), *Dictyonema* sp. indet., *Hedrograptus* sp. indet., *Demirastrites* sp. indet.

В среднем лlandoвери: брахиоподы *Eospirifer* *činghizicus* M. Bor. (1-3, 11, 12, 18, 19), *E. tuvaensis* (Tchern.) (11), *E. (?) schidertensis* M. Bor. (11), *E. radiatus* Sow. (6, 11), *Howellella* (?) *samsiensis* M. Bor. (6, 21, 32), *Wilsonella* ex gr. *tarda* M. Bor. (2), *Clorinda undata* Sow. (11), *Nalivkinia* *linguata* M. Bor. (2, 6), *Parmorthis* ex gr. *elegantula* Dalm. (12), *Chonetoides* ex gr. *garthensis* Reed (12); кораллы *Palaeofavosites* *rotundus* Kov. (6, 11), *P. poulsoni* Teichert (11), *P. gothlandiciformis* (Rukhin) (11), *P. argutus* Ivanov (11), *P. simplex* Tchem. (6, 11), *P. cf. alveolaris* Goldf. (11), *P. aff. paulus* Sok. (6), *Mesofavosites* *fleximurinus* Sok. (11), *M. rarus* Kov. (11), *M. (?) aff. multitabulatus* Rukhin (6), *Halysites* cf. *vulgaris* Tchem. (2, 6), *H. cf. nitidus* Lambe (11), *Catenipora* *gotlandica* Yabe (11), *Propora subdecepiens* Kov. (11), *P. conferta* M. E. et H. (11), *P. cf. cancellatiformis* Sok. (6), *Stelliporella* ex gr. *parvistella* (Roem.) (6), *Lindströmia* aff. *laevis* Nic. (2), *Dyloevskia* ex gr. *undulata* Isheff (2), *Cyathactis* *činghizicus* Nik. (11); граптолиты (разрез 11) *Climacograptus* *scalaris* (His.), *Pseudoclimacograptus* *extremus* (Lapw.), *Pristiograptus* *gregarius* (Lapw.) Pr. cf. *concinnus* (Lapw.), *Glyptograptus* *tamaniscus* (Nich.), *Pernerograptus* *revolutus* (Kurck.), *Campograptus* *communis* *rostratus* (E. et W.), *Orthograptus* aff. *insectiformis* (Nich.), *Rectograptus* aff. *cyperoides* Törnq., *Diversograptus* (?) *capillaris* (Carr.).

В вкВ верхнем лlandoвери: брахиоподы *Pentamerus* *longiseptatus* M. Bor. (3, 6, 11, 18 - 20), *P. oblongus* Sow. (6, 11, 12, 20), *Clorinda undata* Sow. (6, 11, 12), *C. aff. malmoensis* Joseph. (2), *Eospirifer* *radiatus* Sow. (2, 6, 11), *E. kassini* M. Bor. (2, 6), *E. činghizicus* M. Bor. (11, 20), *E. cf. fusus* M. Bor. (6), *Nalivkinia* aff. *kassini* M. Bor. (6), *N. aff. grünewaldtiaeformis* (Peetz.) (2, 31), *N. (?) costata* M. Bor. (11), *N. sibirica* Bubl. (31), *N. ex gr. rhomboidalis* M. Bor. (22), *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow. (20), *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* Sow. (2), *Dolerorthis* ex gr. *rustica* Sow. (2, 6, 12, 20), *Nucleospira* cf. *pisum* Sow. (2, 6), *Zygospira* (*Alispira*) *gracilis* Hikif. (6), *Parmorthis* sp. (6), *Chonetes* sp. (6), *Strophomena* sp. (6), *Conchidium* sp. (2), *Leptostrophia* sp. (31), *Stricklandia* sp. (6), *Fardenia* *pecten* L. (6); кораллы *Palaeofavosites* *borealiiformis* Kov. (11), *P. simplex* Tchem. (11), *Mesofavosites* aff. *multus* Kov. (20), *M. aff. bosus* Sok. (20), *M. ex gr. obliquus* Sok. (20), *Favosites* *lavosus* (Gold.) (20), *F. cf. andaverensis* Sok. (20), *F. ex gr. forbesi* M. E. et H. (20), *Catenipora* aff. *gotlandica* Yabe (11), *Plasmopora* *koldaiica* Kov. (20), *Heliolites* *humilis* Kov. (11), *H. aff. kulunbulakensis* Kov. (20), *Helioplasmolites* *antiquus* Kov. (20), *Thecia* aff. *swindemiana* (2).

В вендоке: брахиоподы (разрез 6) *Isorthis* sp., *Parmorthis* (?) sp., *Clorinda* sp., *Leptaena* sp., *Delthyris* sp., *Schuchertella* ? sp.; кораллы (разрез 11) *Palaeofavosites* *forbesiiformis* septatus Barsk., *Halysites* *espensis* Kov., *H. fixus* Kov., *Catenipora* *panga* Klaamann, *Heliolites* *yavorskyi* Tchem., *H. cf. lebedevae* Tchem., *H. cf. interstinctus* L., *Calostylis* aff. *denticulata* (Kjerulf), *Zelophyllum* aff. *multitabulatum* Soshk., *Brachyelasma* aff. *directa* Reymann, *B. sp.*, *Tryplasma* *hedströmi* Wed., *T. hedströmi attenuata* Wed., *Streptelasma* sp. nov.; трилобиты (разрез 31) *Sphaerexochus* *mirus* Beyrich, *Encrinurus* cf. *shelvensis* Whitt.

39. В нижнем лlandoвери: брахиоподы (разрез 14) *Holorhynchus* *činghizicus* M. Bor., *Schellwienella* ex gr. *wieniukowi* Kozl.; кораллы (14) *Palaeofavosites* *groenlandicus* *tarbagataicus* Bond., *Propora conferta* M. E. et G., *P. cancellata* Lindstrom; граптолиты *Pribylograptus* (*-Monograptus*) *incommodus* (Törnq.) (28), *Paraclimacograptus* ex gr. *innotatus* (Nich.) (24), *Dictyonema* *delicatum* Lapw. (28), *Pristiograptus* *concinnus* (Lapw.) (28), *P. sp.* (24), *Climacograptus* sp. (28), *Glyptograptus* sp. (28), *Hedrograptus* sp. (28), *Rectograptus* sp. (28), *Orthograptus* sp. (24), *Pernerograptus* sp. (28).

В среднем лlandoвери: брахиоподы (14) *Eospirifer* *činghizicus* M. Bor., *Parmorthis* cf. *elegantula* Dalm.; кораллы (14) *Mesofavosites* aff. *fleximurinus* Sok., *Halysites* *vulgaris* Tchem., *Streptelasma* *whittardi* Smith.

В верхнем лlandoвери: брахиоподы: *Pentamerus* *longiseptatus* M. Bor. (9, 13), *P. oblongus* Sow. (9, 14), *P. sp.* (8), *Clorinda undata* Sow. (9, 13), *C. undata* Sow. var. *gigantea* M. Bor. (8), *C. vasilievskyi* M. Bor. (9), *C. sp.* (26), *Eospirifer* *radiatus* Sow. (8, 9, 13, 14), *E. ex gr. kassini* M. Bor. (8), *E. činghizicus* M. Bor. (8, 9), *E. interlineatus* Sow. (8), *E. olgae* M. Bor. (8), *Nalivkinia* *kassini* M. Bor. (8, 9), *N. aff. grünewaldtiaeformis* (Peetz.) (26), *N. aff. sibirica* Bubl. (25), *N. rhomboidalis* M. Bor. (8, 25), *N. tarbagataica* M. Bor. (14), *Atrypa orbicularis* Sow. (8, 9), *Plectatrypa* *barrandei* Dav. (8, 13), *Lissatrypa* cf. *kazachstanica* M. Bor. (25), *Barrandella* *linguifera* (Sow.) (14), *Dolerorthis* cf. *rustica* Sow. (13, 26), *Parmorthis* ? cf. *crassa* (L.) (24), *Nucleospira* cf. *pisum* Sow. (25), *Chonetoides* *tarbagataica* M. Bor. (24), *Stropheodonta* (?) cf. *belajevi* M. Bor. (26); кораллы *Palaeofavosites* *asiaticus* Chekh. (9), *P. sp.* (8), *Halysites* sp. (26), *Heliolites* *interstinctus* L. (9), *H. bellus* Kov. (9), *Antherolites* *septosus* Sok. (9), *Multisolonia* *tortuosa* Fritz. (9), *M. spinosa* Sok. (9), *M. parva* Polt.

(9), *M. cf. formosa* Sok. (9), *Brachyasma latum* Nikol. (9); трилобиты *Encrinurus onniensis* Whitt. (8), *E. mullochensis* Reed (9), *E. punctatus* Wahl. (25, 26).

В венлоке: брахиоподы *Nalivkinia rhomboidalis* M. Bor. (9), *N. kazachica* M. Bor. (9), *Atrypa reticularis* L. (14), *Stropheodonta* (?) *belajevi* M. Bor. (9, 14), *Strophomena funiculata* McCoy (14), *Leptaena rhomboidalis* Wilck (14), *Gypidula cf. galeata* Dalm. (14), *Tuvaella cf. račkovskii* Tchem. (14), *Strophonella euglypha* (His.) (14); кораллы *Favosites discoidea* Roemer (14), *F. jaaniensis* Sok. (14), *F. subgotlandicus* Sok. (9), *F. gotlandicus* Lam. var. *ferganensis* Rukhin (9), *F. aff. crassimularis* Polt. (9), *Halysites espensis* Kov. (9), *H. fixus* Kov. (9), *H. ex gr. labyrinthicus* (Gold.) (14), *Taxopora oliniae* Sok. (14), *T. sp.* (28), *Syringopora sp.* (14), *Multisolenia tortuosa* Fritz. (9), *M. tortuosa* var. *cylindrica* Sok. (14), *Heliolites lebedevae* Tchem. (9), *H. humilis* Kov. (9), *Helioplasmolites tarbagataicus* Polt. (9), *Calostylis cf. denticulata* (Kjerulf) (14), *Zelophyllum aff. multitabulatum* Soshk. (14), *Holmophyllum obscurum* Smel. (14), *Rhyzophyllum grande* Smel. (14), *Tryplasma hedströmi* Wed. (9), *T. aff. subhedströmi* (Bulv.) (14), *Spongophylloides perfecta* (Wdwd.) (14); трилобиты *Encrinurus punctatus* Wahl. (14).

40. *Cyrtospirifer* sp. ind., *Atrypa* (?) sp. ind. — определения М.В. Мартыновой из сборов автора у северо-восточного края хр. Муржик.
41. *Fenestella* sp., *Sulcoretopora*? sp., *Fistulocladia* sp. — определения Г.Г. Астровой из сборов автора, там же.
42. *Spirifer grimesi* Hall, *Buxtonia dengisi* Nal., *Marginata djidensis* (Nal.) и др. — определения М.В. Мартыновой из сборов автора у восточного подножия гор Эдрей.
43. *Cyrtospirifer* ex gr. *vermeuili* (Murch.), отдельные экземпляры сходны с *C. sulcifer* (H. et Cl.) — определения М.В. Мартыновой из сборов автора у северного подножия хр. Муржик.
44. *Leptotrypella* sp., *Intrapora* sp., *Orthopora* sp., *Fenestella* sp., *Nicklesopora*? sp. — определения Г.Г. Астровой из сборов автора, там же.
45. *Elythina cf. aucta* Mart., *E. ajdarlensis* Kapl.; *Endophyllum carinoferum* Spassky, *Nordophyllum vermiforme* Soshk. — А. К. Мясликов, 1967.
46. *Hexacrinites* aff. *kartzevae* Yelt. et Dubat., *Sulcoretopora* sp., *Elythia limbriata* (Conr.). — А. К. Мясликов, 1967 г.
47. *Spinulicosta* cf. *spinulicosta* (Hall), *Cariniferella tioga* (Hall), *Elythina* sp., *Mucrospirifer* sp., *Stropheodonta* sp. и др. — Р. С. Качурин, 1965 г.
48. *Protolpidodendron scharyanum* Krejčí, *Lepidodendropsis theodorii* (Zal.) Jongm., *L. kazachstanica* Senk., cf. *Tarbagataica mirabilis* Senk. gen. et sp. nov., *Protopteridium* cf. *hostimense* Krejčí, *Knorrina* sp. — А. А. Розенкранц, 1962, 1963 гг.; Р. С. Качурин, 1965, 1969 гг.
49. *Glyptophyton granulatum* Krysh., *Svalbardia polymorpha* Høeg, *Psilophyton arcticum* Høeg, *P. goldschmidtii* Halle, *Protopteridium* sp., *Blasaria* sp. — Ю. А. Твердислов, 1962 г.
50. *Neuropteris antecendens* Stur., cf. *Neuropteris* sp., cf. *Rhodesia* — Р. С. Качурин, 1965 г.
51. *Calamites suckowii* Brongn., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Cardioneura* sp., *Cardiopteridium* (?) sp.; *Brachythyridia* (?) ex gr. *sibirica* Tschern., *B. sp.*, *Productus* sp., *Sajakella* (?) sp., *Neospirifer* sp., *Phricodothyris* sp., *Martinia* sp. (типа *balkhashica*) и др. — Р. С. Качурин, 1969 г.
52. *Sajakella* cf. *formosa* Nas., *Productus* aff. *concinus* Sow., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., *Pugnax* sp., *Brachythyridia* (?) sp. — Р. С. Качурин, 1969 г.
53. *Elatocladus kassagatschica* (Tschirk.) Krysh., *Noeggerathiopsis* cf. *subangusta* Zal., *N. sp.*, *Lepidodendron* sp. — А. А. Розенкранц, 1963 г.
54. *Pseudestheria cebennensis* (Grand'Eury), *Lioestheria* sp. — А. А. Розенкранц, 1963 г.
55. *Paracalamites frigidus* Neub., *P. cf. similis* Zal., *Samaropsis* cf. *elegans* (Dombr. in coll.) Neub., *S. sp.*, *Phyllothea* sp. — А. К. Мясликов, 1967 г.; Р. С. Качурин, 1969 г.
56. *Noeggerathiopsis* cf. *kuznetskiana* Gorel., *N. sp.*, *Zamiopteris* sp., *Paracalamites* sp., *Phyllothea* sp. — Р. С. Качурин, 1969 г.
57. *Angaropteridium abaeum* Zal., *A. cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Asterocalamites* sp. — Ю. А. Твердислов, 1962 г.; Войтович, 1969.
58. *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *N. derzavini* Neub., *Paracalamites* cf. *tenuicostatus* Neub. — Ю. А. Твердислов, 1962 г.; Войтович, 1969.

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I.	
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА	10
Стратиграфия и магматизм	10
Тектоника	26
Тектоническое районирование	27
Характеристика складчатых структур и разломов	30
История тектонического развития	35
Глава II.	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ЧИНГИЗСКОГО РАЗЛОМА	38
Общая характеристика	38
Зона главного сместителя	41
Приразломные блоки	44
Оперяющие и сопровождающие разрывы	46
Складчатые деформации	49
Северо-западное окончание зоны Чингизского разлома	56
Юго-восточное продолжение зоны Чингизского разлома	57
Глава III.	
СООТНОШЕНИЕ КАЛЕДОНСКИХ (ДОДЕВОНСКИХ) СТРУКТУР С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ	63
Прогибы, выполненные отложениями нижнего – среднего ордовика	63
Бестамакский прогиб	63
Сарышюкинский прогиб	65
Структурно-фациальные зоны позднего ордовика – раннего силура	70
Фациальная зональность верхнеордовикских отложений	72
Фациальная зональность нижнесилурийских отложений	93
Структурная зональность	102
Зоны седиментации в позднем ордовике – раннем силуре и их сов- ременное положение	107
Пояс гранитоидов позднесилурийского интрузивного комплекса	110
Глава IV.	
СООТНОШЕНИЕ ДЕВОНСКИХ СТРУКТУР С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ	112
Общие сведения о структурно-фациальной зональности	112
Пояс раннедевонских гранитоидов	114
Связь ранне-среднедевонских вулканогенных структур с Чингизским сдвигом	117
Машанский вулканический аппарат	117
Кояндынский вулкан	124
Палеодинамическая обстановка	126
Современное расположение девонских структурно-фациальных зон	129
Глава V.	
РОЛЬ ЧИНГИЗСКОГО СДВИГА В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ГЕРЦИН- СКИХ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР	133
Особенности разрезов орогенного комплекса Баканасской зоны	133
Присдвиговые конседиментационные структуры	141
Ушбулакская брахантиклиналь	141
Кызылжалская грабенообразная мульда	152

Глава VI.

СВЯЗЬ С ЧИНГИЗСКИМ СДВИГОМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА	164
Батлакский массив	164
Общая характеристика	164
Структурный анализ дайкового поля	166
Палеодинамическая обстановка	171
Западно-Тарбагатайский пояс гранитоидов	174
Интрузивные массивы осевой части Чингиз-Тарбагатайского меган- тиклинория	175
Сдвиг как магмоконтролирующий фактор	179
Размещение рудной минерализации в зоне сдвига	180

Глава VII.

ПРИРОДА И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЧИНГИЗСКОГО СДВИГА . . .	183
Основные стадии развития. Глубинный характер сдвига	183
Особенности горизонтальных движений	185
Роль сдвига в структурообразовании	189
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	192
ЛИТЕРАТУРА	194
ПРИЛОЖЕНИЕ. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ	200

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I.	
A BRIEF OUTLINE OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE EAST OF CENTRAL KAZAKHSTAN.	10
Stratigraphy and magmatism.	10
Tectonics	26
Tectonic zonation	27
Characteristic of folds and faults.	30
The history of tectonic evolution	35
Chapter II.	
MAIN STRUCTURAL FEATURES OF THE CHINGIZ FAULT ZONE	38
General characteristic.	38
The zone of the main fault plane	41
Fault blocks	44
The secondary-order faults	46
Fold deformations	49
The north-west termination of the Chingiz fault zone	56
The south-east continuation of the Chingiz fault zone	57
Chapter III.	
RELATIONSHIP BETWEEN CALEDONIAN (PRE-DEVONIAN) STRUCTURES AND THE CHINGIZ WRENCH FAULT	63
Troughs filled with Lower to Middle Ordovician deposits	63
Bestamak trough	63
Saryshoky trough	65
Structural-facies zones of the Late Ordovician to Early Silurian	70
Facies zones of Upper Ordovician deposits	72
Facies zones of Lower Silurian deposits	93
Structural zones	102
Sedimentation zones in the Late Ordovician-Early Silurian and their pre- sent-day position	107
The belt of the Late Silurian granitoid intrusives	110
Chapter IV.	
RELATIONSHIP BETWEEN DEVONIAN STRUCTURES AND THE CHINGIZ WRENCH FAULT.	112
General data on structural-facies zones	112
The belt of Early Devonian granitoids	114
Connection of Early to Middle Devonian volcanogenic structures and the Chingiz wrench fault.	177
Mashan volcanic apparatus.	117
Koyandy volcano	124
Paleodynamic environment	126
The present-day position of Devonian structural-facies zones.	129
Chapter V.	
THE ROLE OF THE CHINGIZ WRENCH FAULT IN THE STRUC- TURE AND EVOLUTION OF HERCYNIAN OROGENIC STRUCTURES	133
Characteristic features of the orogenic sedimentation in the Bakanas zone	133
Near-fault consedimentation structures	141
	207

Ushbulak brachyanticline	141
Kyzylzhal graben-shaped depression	152
Chapter VI.	
RELATION OF LATE PALEOZOIC MAGMATISM TO THE CHINGIZ	
WRENCH FAULT	164
Batpak massif.	164
General characteristic	164
Structural analysis of the dyke field	166
Paleodynamic environment	171
The West Tarbagatai belt of granitoids	174
Intrusives of the axial part of the Chingiz-Tarbagatai meganticlinorium ...	175
The fault as a magmo-controlling factor	179
Distribution of ore mineralization in the fault zone.....	180
Chapter VII.	
ORIGIN AND EVOLUTION OF THE CHINGIZ WRENCH FAULT	183
The main evolution stages. The deep-seated nature of the wrench fault. ...	183
Characteristic features of horizontal movements	185
The role of the fault in formation of structures.	189
CONCLUSION	192
BIBLIOGRAPHY	194
SUPPLEMENT. BIOSTRATIGRAPHIC MATERIALS.	200

Сергей Георгиевич Самыгин
 ЧИНГИЗСКИЙ СДВИГ И ЕГО РОЛЬ
 В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.

Утверждено к печати
 Ордена Трудового Красного Знамени
 Геологическим институтом АН СССР

Редактор В.С. Милеев. Редактор издательства Р.Л. Мишина
 Художник Р.М. Коконова. Художественный редактор В.Н. Тихунов
 Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 26/У-74 г. Т - 08123. Усл.печ.л. 21,7
 Уч.-изд.л. 22,78 (20,11+2,67 вкл. и вкладки). Формат 70х108 1/16.
 Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 957
 Цена 2 р. 63 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, 9-я линия, 12

