ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
(ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ)
ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

375

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

УДК 551.263.036/037 (574)

Геологические формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы. М., «Недра», 1972, 232 с. Авт.: Хисамутдинов М. Г., Авров Д. П., Василевская Е. Д. и др.

Работа посвящена формационному анализу палеозойских стратифицированных образований Зайсанской складчатой системы, впервые примененному в этом регионе. В соответствии со стадиями герцинского тектоно-магматического цикла (ранней, средней, поздней и конечной) дано последовательное всестороннее описание осадочных и вулканогенных формаций. Рассмотрены конкретные формационные ряды каждой из структурно-формационных зон: Жарма-Саурской, Западно-Калбинской, Восточно-Калбинской, Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской и на их основе предложена схема тектонического районирования. В заключение рассмотрена история геологического развития Зайсанской складчатой системы, иллюстрированная литолого-фациальными схемами.

Монография рассчитана на геологов и петрографов.

Рисунков 50, таблиц 1, список литературы — 138 названий.

Авторы: *М. Г. Хисамутдинов, Д. П. Авров, Е. Д. Василевская, Т. Я. Демидова, Н. Г. Бузкова, А. Х. Кагарманов, С. Н. Калабашкин, Г. П. Клейман.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Зайсанская складчатая система, характеризующаяся четко выраженной зональностью геологического строения и поясным размещением месторождений полезных ископаемых, является одним из наглядных примеров тесной связи образования геологических формаций (осадочных, магматических, а также месторождений полезных ископаемых) с тектоническими движениями, происходившими в земной коре. Поэтому палеозойские образования указанной территории представляют собой весьма удобный объект для применения метода формационного анализа.

Основная цель данной монографии — выделение и изучение палеозойских формаций Зайсанской складчатой системы, выделение на основе формационного анализа главных структурных элементов (структурно-формационных зон и подзон), установление характера связей геологических формаций с тектоническими движениями, происходившими на территории того или иного структурного элемента геосинклинальной системы на различных стадиях ее развития. На основе формационного анализа можно проследить развитие главных структурных элементов, реконструировать условия образования формаций и значение последних в размещении полезных ископаемых.

При написании настоящей работы авторами использован в основном материал, собранный в 1962—1964 гг. при исследованиях геологических формаций структурно-формационных зон герцинид и каледонид Казахстана, проведенных на территории Зайсанской складчатой системы под руководством М. Г. Хисамутдинова. Кроме того, в работе использованы данные, полученные при более ранних исследованиях авторов (начиная с 1947 г.), а также все известные литературные данные по геологии палеозойских образований Зайсанской складчатой системы.

Территория Зайсанской складчатой системы, образовавшаяся на месте одноименной геосинклинальной системы, включает следующие районы: Юго-Западный (Рудный и Южный) Алтай, Восточную Калбу, Западную Калбу, Саур, Восточное (Жарминское) Причингизье, Зайсанскую впадину. Колывано-Томская зона, относимая М. К. Коровиным, В. А. Кузнецовым и др. также к Обь-Зайсанской складчатой области, отделенная от перечисленных районов обширной Кулундинской степью, в настоящей работе не рассматривается.

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего прошлого изучение строения земной коры базировалось преимущественно на стратиграфическом принципе, при котором наличие таких относительно крупных обособленных тел, какими являются геологические формации, оставалось в тени и особо не выделялось. При стратиграфическом расчленении отдельные части формаций зачастую оказывались разделенными между различными стратиграфическими подразделениями или же в последние включались разные формации либо части различных формаций. Подобный подход к изображению геологического строения применяется при составлении геологических карт. Однако формационный метод на современном уровне геологических исследований уже приобрел значение одного из наиболее совершенных методов познания геологических явлений. В частности, он очень ценен при восстановлении условий геологического развития, выделении этапов развития и структурных элементов, поэтому многие специальные карты (тектонические, металлогенические, палеогеографические и др.) составляются в настоящее время с показом геологических формаций.

Учение о формациях стало развиваться в нашей стране лишь с конца XIX столетия. Начало этому было положено такими выдающимися геологами, как Н. А. Головкинским (1869), А. А. Иностранцевым (1877), А. П. Карпинским (1887), Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1888). Однако в то время, да и позже, вплоть до сороковых годов нашего столетия осадочные формации рассматривались прежде всего как разновозрастные стратиграфические комплексы.

Современное литолого-структурное понимание формации распространилось среди геологов после работ Н. С. Шатского и его последователей. Сами геологические формации понимались Н. С. Шатским (1945, 1955, 1960 гг.) как естественные комплексы горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Формации Н. С. Шатским понимались как естественные сообщества горных пород и отложений разных генетических типов, объединяемых единством тектонических условий образования. Формации связаны с определенными структурами. Близкую формулировку позже дал Н. П. Херасков (1952).

В. В. Белоусов (1954), развивая положение Н. С. Шатского, указывает, что осадочная формация — это полифациальное образование (ком-

плекс фаций осадочных толщ), соответствующее определенной стадии геотектонического процесса.

Рассматривая взаимоотношения формаций и фаций, Л. Б. Рухин (1959) отмечает, что под фацией понимаются осадки, отложенные на определенной площади в одних и тех же условиях, отличных от тех, которые господствовали в соседних районах. Фациями называются особенности осадков, указывающие на условия их осаждения, а не на физико-географические условия, в которых накопились осадки, как полагают некоторые исследователи.

В то время, как отдельные фации могут быть встречены в тектонически разнообразных участках земной поверхности, устойчивое и длительное сочетание их в виде формаций возникает лишь в тектонически строго определенных участках земной поверхности. Формация, таким образом, является генетической совокупностью фаций.

По Н. М. Страхову (1956), облик осадочной формации определяется кроме тектонического фактора (ведущего) еще и климатическими особенностями. Им вводится понятие «тип осадочного процесса» (аридный, гумидный, ледовый, вулканогенный), определяемого климатической зональностью и вулканизмом. Описание конкретных осадочных формаций, развитых на территории СССР, приводится в трудах Н. Б. Вассоевича, В. И. Попова, Б. М. Келлера, И. В. Хворовой и др.

Наблюдаемая в различных геосинклинальных областях повторяемость сходной последовательности осадочных формаций, впервые отмеченная для Альп М. Бертраном (последовательная смена формаций: гнейсовая, аспидная, флишевая, молассовая), показала, что осадочный процесс развивается не хаотично, не случайно, а закономерно. Каждая из осадочных геологических формаций отражает стадию поступательного геотектонического развития крупной структуры.

Большую роль в дальнейшем развитии учения о формациях сыграла Новосибирская конференция 1953 г. В ее резолюции отмечалось: «то, что изучалось представителями разных направлений под наименованием формаций, в общем представляют реально существующие естественноисторические сочетания горных пород и полезных ископаемых, связанных совместным нахождением и часто совместным их залеганием. Формации отделяются друг от друга коренным качественным скачком, отражающим главные закономерности развития данного региона и Земли в целом».

В отношении магматических формаций уже взгляды Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) в какой-то мере были близки к современным. Ю. Ф. Левинсон-Лессинг под петрографической формацией понимал «совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы непосредственно из нее возникающие, контактовые их действия, продукты сплавления и ассимиляции, связанные с ней пегматитовые жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых». Однако представление о магматической формации как об исторической категории, как геологическом образовании, отражающем определенную стадию закономерного геотектонического развития, стало развиваться лишь после работ Ю. А. Билибина и его последователей.

На основе эмпирического анализа материалов ряда крупнейших регионов СССР было установлено, что магматические комплексы и связанная с ними минерализация, так же как и осадочные формации, проявляются в процессе развития отдельного подвижного пояса в некоторой

определенной последовательности, отражая стадийность геотектонического процесса, в котором выделяются три главных этапа развития — ранний, средний и поздний. Ранний этап характеризуется проявлением основного базальтового магматизма, средний этап — главным образом батолитового гранитного магматизма, а поздний этап — проявлением вулканизма кислого и среднего состава и небольших интрузий различного состава, в том числе гранитоидных интрузий повышенной щелочности и повышенной основности.

Однако рассмотрение последовательности магматических процессов конкретных подвижных зон показало, что не во всех регионах магматические процессы протекают строго по такой схеме; имеются зоны, где проявились не все этапы магматизма в этом понимании, а в других зонах хотя обнаруживаются проявления всех трех этапов магматизма, но последние имели место фактически на различных территориях подвижного пояса; имеются также, как увидим ниже, подвижные зоны, где последовательность магматических проявлений на отдельном отрезке времени протекала в обратной последовательности.

Важно еще отметить и то, что если в одних подвижных зонах «этапы» магматизма по времени своего проявления укладываются в одну стадию геотектонического цикла, то в других зонах преобладающее проявление магматизма одного из этапов, в понимании Ю. А. Билибина, сохраняется в течение двух и больше стадий. В этих случаях нередко говорят о зонах фемического или салического типа.

Из вышеизложенного видно, что к рассмотрению магматизма конкретных подвижных зон не следует подходить с меркой, универсальной для всех зон схемы, полагая, что определенные магматические формации во всех случаях соответствуют строго определенной стадии развития цикла. Историю магматизма каждой из подвижных зон следует разбирать исходя из фактической приуроченности проявлений магматизма к конкретным стадиям тектонического развития подвижного пояса в целом, или отдельных его структур, а не наоборот. Однако магматические образования как геологические формации изучены по сравнению с осадочными значительно слабее, в особенности в части связи их со стадиями тектонического развития подвижных зон и конкретных структур. Эти вопросы еще слабее разработаны для интрузивных формаций, несмотря на то, что петрографически и химически они изучены лучше, чем вулканогенные. Это, видимо, обусловлено в значительной мере не только степенью изученности, но и гипотетичностью наших представлений об источнике магмы и положении магматических очагов, усугубляемой (для интрузивных пород), во многих случаях, неопределенностью их возрастной датировки.

В книге Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» (1964) приводится классификация формационных типов, магматических пород, как результат анализа обширного, большей частью литературного материала. На наш взгляд, приведенные в этой работе многие формационные типы, в особенности из числа вулканогенных, являются слишком общими понятиями, характеризующими абстрактные же подвижные пояса без достаточного учета их разнотипности. Они могут применяться при общем рассмотрении лишь очень крупных сегментов земной коры, но не для анализа развития конкретных структур. В указанной классификации собственно геосинклинальный этап развития подвижного пояса предста-

влен всего двумя вулканогенными формациями: спилито-диабазовой и кварцево-кератофировой.

Для формационного анализа развития конкретных разнотипных подвижных зон необходимо разработать формационные эталоны более узкого профиля (конкретные формации или комплексы), которые позволили бы различать типы подвижных поясов и отдельных структур. Для этой цели, кроме учета особенностей самих магматических пород, видимо, следует использовать и состав входящих в формации осадочных пород, находящихся в парагенетических отношениях с изверженными. При изучении вулканогенных формаций это обычно и делается, в качестве примера можно указать выделяемую во многих регионах яшмо-диабазовую формацию.

Вулканогенные породы в отличие от интрузивных имеют двоякую природу, по своему происхождению это магматические образования, но отлагающиеся в таких же условиях, что и осадочные породы. Формирование их протекает в существенно иных условиях, чем у интрузивных образований; накапливаясь близ поверхности, вулканогенные образования подвержены воздействию экзогенных сил, а в дальнейшем — процессам изменения: диагенеза, эпигенеза, метагенеза и др. Поэтому для формирования вулканогенных комплексов первостепенное значение имеют не только источник (магма), но и палеогеографическая среда, в которой накапливались эти образования, а также последующие процессы изменения. В качестве примера можно указать на образование спилитов за счет лав базальтового состава, кварцевых кератофиров — за счет кислых лав.

Ю. А. Кузнецов предостерегает исследователей от генетического подхода при выделении магматических формаций, справедливо считая, что на современном уровне знаний только подход к ним как к парагенетическим ассоциациям пород (пока генетические соображения имеют гипотетический характер) обеспечивает объективность и точность. Это, однако, не отрицает необходимости изучения и подбора материала по решению генетических вопросов.

Конкретные геологические формации, последовательно сменяя друг друга, образуют закономерные ряды, отражающие развитие той или иной структуры. Нам представляется, что сравнительное изучение формационных рядов подвижных зон разного типа, выяснение причин различной последовательности геологических формаций, развитых в них, является одной из важнейших задач учения о формациях, долженствующей дать материал для познания глубинного строения подвижной области. Ибо и дифференциальная подвижность той или иной зоны, обусловливающая формирование осадочных формаций и характер магматических процессов, с которыми связано образование магматических формаций, несомненно, в свою очередь, обусловлены глубинным строением складчатой области и соответствующими тектоническими движениями, протекавшими в глубоких частях земной коры.

Для примера можно сослаться на положение в ряду формаций одновозрастных среднедевонских вулканогенных толщ Горного Алтая и Юго-Западного Алтая, Чингиза и Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В прошлом во всех четырех отмеченных регионах эти образования рассматривались как близкие по составу девонские эффузивы. Однако более поздние детальные исследования показали, что они существенно между собой различаются. В областях каледонской стабилизации они хотя и приурочены

к наложенным структурам, возникшим в связи с заложением герцинских геосинклиналей, тем не менее венчают формационный ряд. В областях герцинской стабилизации (Зайсанская) этими образованиями начинается формационный ряд геосинклинальной стадии развития; при детальных исследованиях они оказались отличными и по своей петрографии, петрохимии и геохимии.

Все перечисленные различия не позволяют относить девонские вулканогенные образования указанных четырех областей к одной порфировой формации, как это пытаются сделать некоторые авторы.

В настоящее время, когда методы формационного анализа распространяются на все области геологических явлений: осадконакопление, эффузивный и интрузивный магматизм, процессы метаморфизма и образования месторождений полезных ископаемых, — учение о формациях становится всеобъемлющим синтезирующим методом, объединяющим достижения разных отраслей геологической науки. Вместе с тем, чем больше и лучше будут изучены вопросы стратиграфии, литологии, магматизма и других сторон геологических явлений, тем определеннее, шире и глубже будут выводы формационного анализа.

Метод формационного анализа по отношению к палеозойским образованиям Зайсанской складчатой области начал применяться лишь с очень недавнего времени в связи с составлением металлогенических и других специальных карт. До этого времени даже работы, посвященные отдельным фациальным особенностям палеозойских образований региона, были весьма редки.

В соответствии со взглядами Ю. А. Билибина регионально-металлогенические карты должны быть построены на основе анализа формаций. Поэтому на металлогенических картах (начиная с работ А. И. Семенова), составленных на принципах регионально-металлогенического анализа, осадочные и вулканогенные образования были объединены в ряд формаций, отображающих определенный этап развития геосинклинали.

Однако в силу недостаточности фактического материала, во многих случаях на этих картах формации выделялись без достаточного основания, подчиняясь определенной схеме, заимствованной из других регионов, зачастую исходя не из конкретного материала, а из определенных идейных предпосылок авторов показать направленность (по определенной схеме) развития. В качестве примера можно указать отнесение к спилито-кератофировой формации девонских вулканогенных образований кислого состава Рудного Алтая, хотя они, как будет видно из дальнейшего изложения, таковыми не являются; точно так же (с нашей точки зрения) ошибочно к флишевой формации отнесены отложения такырской свиты, а к средней стадии развития тектоно-магматического цикла — граниты калбинского комплекса и т. д.

Настоящая работа, являясь в сущности первой работой, посвященной детальному формационному анализу всей Зайсанской герцинской складчатой системы (статьи, посвященные геологическим формациям отдельных частей региона, публиковались нами и ранее), несомненно, не лишена некоторых недостатков, в частности не все геологические формации освещены в ней с одинаковой полнотой, что обусловлено недостаточной изученностью некоторых из них. Однако необходимость охвата всей крупной структуры целиком заставила авторов рассмотреть в работе все известные герцинские осадочные и вулканогенные образования складчатой системы.

В настоящей работе принято следующее понимание некоторых основных терминов.

Геологическая формация — это естественное сообщество горных пород, тесно связанных друг с другом парагенетическими (в пространстве и во времени) соотношениями, образованием в сходных тектонических условиях, а для осадочных формаций и в сходных климатических условиях. Геологическая формация характеризуется определенным составом пород, строением и взаимоотношением с другими смежными формациями (осадочными и магматическими). Для магматических формаций первостепенное значение имеют также особенности петрохимического, геохимического и минерального состава. Геологические формации приурочены к какой-либо стадии развития определенной крупной структуры — элемента складчатой системы; поэтому по ним и по их совокупности можно судить об общих закономерностях тектонического развития и тектоническом режиме отдельной стадии цикла. Осадочные и вулканогенные формации характеризуются длительным формированием, часто протекавшим на протяжении почти всей стадии развития; формирование же интрузивно-магматических формаций происходило часто в сравнительно короткие отрезки времени, совпадающие с моментами тектонических перестроек. Геологические формации, рассматриваемые в данной монографии, являются прежде всего конкретными комплексами пород, характерными для определенной крупной структуры и могущими сопоставляться с формационными типами.

Формационный ряд представляет собой комплекс формаций, закономерно сменяющих друг друга в вертикальном направлении (в возрастной последовательности) и отражающих этапы развития определенной структуры.

Структурно-формационная зона — это элемент складчатой системы, отличающийся особым ходом тектонического развития, осадконакопления, магматических процессов, нашедших свое выражение в определенном наборе (рядах) геологических формаций. Она характеризуется длительностью развития и обычно отделена от соседних зон долгоживущими разломами глубокого заложения. Общими для территории структурно-формационной зоны являются геологические формации ранней стадии развития тектоно-магматического цикла, которые закладываются на едином в пределах зоны фундаменте; в последующие стадии в связи с дифференциацией территории в различных участках зоны (подзонах) могут параллельно формироваться другие формации, но тем не менее тип развития зоны как единой структуры сохраняется.

Структурно-формационная подзона — часть структурно-формационной зоны с несколько отличным на отдельных этапах ходом развития, что нашло свое выражение в появлении в разных ее частях (подзонах) синхронных, но различных формаций.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В геологическом строении Зайсанской складчатой системы принимают участие образования условно докембрия, нижнего, среднего, верхнего палеозоя и в небольшом объеме — мезозойские отложения. Мезо-кайнозойские отложения слагают рыхлый чехол, достигающий в кайнозойских депрессиях значительной мощности.

Докембрий(?) и нижний палеозой образуют фундамент отложений герцинского тектоно-магматического цикла. Средний палеозой представлен геосинклинальными морскими осадочными и вулканогенными образованиями, в меньшей степени интрузиями. Верхний палеозой и мезозой представлен преимущественно наземными вулканогенными и осадочными образованиями, редко прибрежно-морскими осадками. Большое развитие в верхнем палеозое имели гранитоидные интрузии.

Магматические образования как эффузивные, так и интрузивные пользуются в строении среднего и верхнего палеозоя широким, но неравномерным распространением. В одних структурных зонах они являются

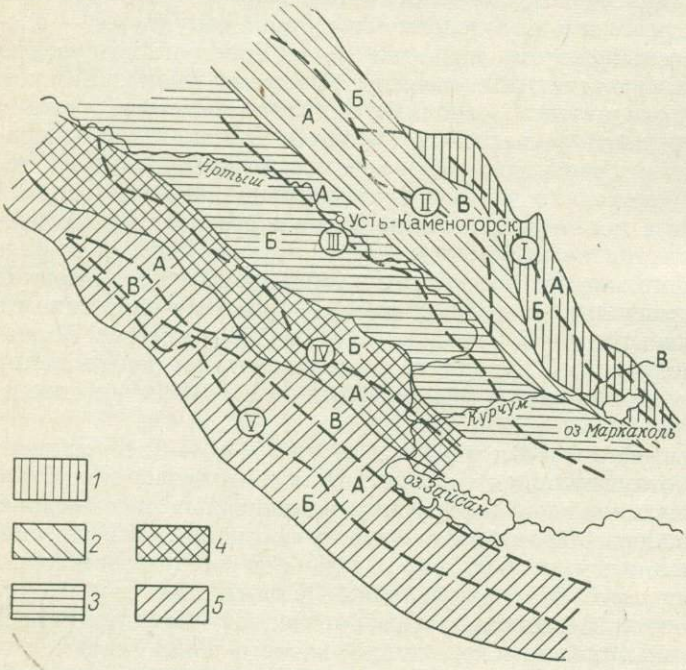


Рис. 1. Структурно-формационные зоны Зайсанской складчатой системы

1 — Южно-Алтайская зона: А — Холзунско-Сарымсактинская подзона, Б — Белоубинско-Маймырская, В — Байбердинская; *2* — Рудно-Алтайская зона: А — Алейская подзона, Б — Змеиногорская, В — Лениногорско-Зыряновская; *3* — Калба-Нарымская зона: А — Иртышская подзона, Б — Калбинская; *4* — Западно-Калбинская зона: А — Чарская подзона, Б — Баладжальская; *5* — Жарма-Саурская зона: А — Восточно-Жарминская и Северо-Саурская подзоны, Б — Западно-Жарминская и Южно-Саурская, В — Кокпектинская

доминирующим элементом, в других — вулканогенные образования совершенно отсутствуют, а интрузии представлены главным образом гранитами. Эти структурные зоны или районы устанавливаются на основании сопоставления типов геологических разрезов различных частей территории складчатой системы (рис. 1—3).

В большинстве своем геологические районы представляют собой более или менее узкие зоны складчатой области, вытянутые, в общем, параллельно друг другу в северо-западном направлении. В направлении с северо-востока на юго-запад зоны располагаются в такой последовательности: Южно-Алтайская, Рудно-Алтайская, Калба-Нарымская, Западно-Калбинская, Жарма-Саурская (см. рис. 1).

Ю ж н о - А л т а й с к а я з о н а включает восточную часть Южного Алтая (хребты Сарымсакты и Аустау, восточные части Курчумского и Нарымского хребтов) и восточную окраину Рудного Алтая, расположенную восточнее городов Лениногорска, Зыряновска и с. Больше-Нарым. Зона состоит из двух подзон: северо-восточной — Холзунско-Сарымсактинской и юго-западной — Белоубинско-Маймырской. В юго-восточной

части Холзунско-Сарымсактинской подзоны выделяется особый Байдердинско-Сарлытанский участок начального прогиба, который занимает крайние восточные окончания хребтов Сарымсакты, Курчумский и хр. Аустау.

Рудно-Алтайская зона занимает бо́льшую часть территории Рудного Алтая. К ней, кроме того, относится участок центральной части Нарымского хребта. Рудно-Алтайская зона подразделяется на три подзоны: две, расположенные на ее восточной периферии — Змеиногорская, Лениногорско-Зыряновская и Алейская подзона, составляющая ее большую юго-западную часть. На стыке с Калба-Нарымской выделяется небольшой тектонический клин — Березовско-Белоусовский.

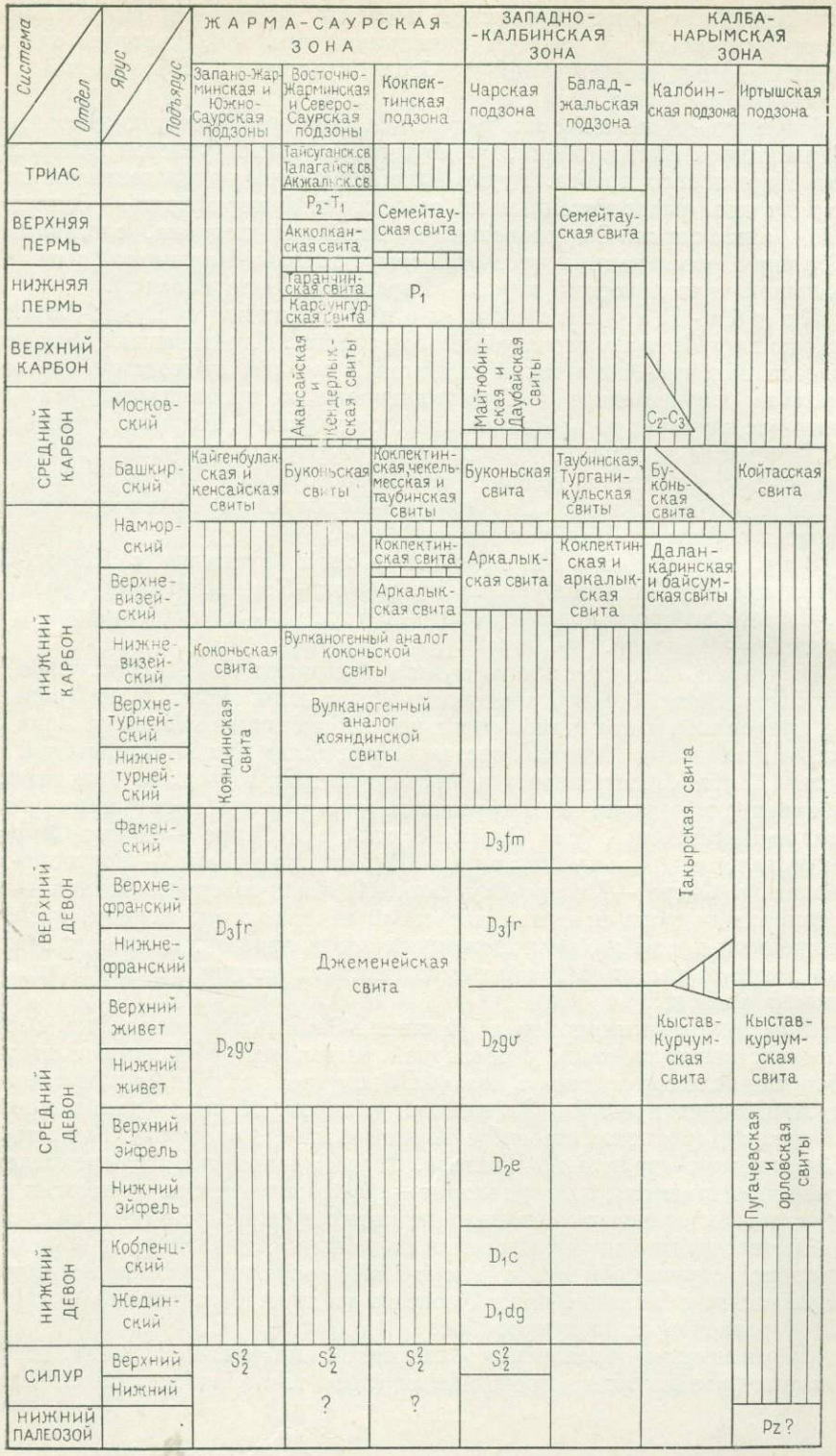
Калба-Нарымская зона граничит с Рудно-Алтайской зоной по шву Иртышского глубинного разлома. Юго-западной ее границей является Западно-Калбинский глубинный разлом, проходящий на севере несколько юго-западнее г. Семипалатинска и протягивающийся далее на юго-восток через горы Дельбегетей, по долине р. Кызылсу, далее через пос. Самарское и нижние течения рек Курчум, Калгуты и Кальджир. Зона состоит из двух подзон: северо-восточной — Иртышской и юго-западной — Калбинской. По Западно-Калбинскому разлому эта зона граничит с Западно-Калбинской зоной.

Западно-Калбинская зона граничит с Жарма-Саурской зоной по Байгузинбулакскому и Боко-Кокпектинскому разломам. Она состоит из двух подзон: северо-восточной — Баладжальской и юго-западной — Чарской.

Жарма-Саурская зона включает Саур и Восточное Причингизье (район Жармы), разделенные западным окончанием Призайсанской котловины, заполненной рыхлыми отложениями кайнозоя. Зона отделена от каледонид Чингиза системой разломов Калба-Чингизской зоны смятия (Калба-Чингизским). Она состоит из трех подзон, из коих внешняя, юго-западная подзона в Жарминской части зоны носит наименование Западно-Жарминской (или Сиректасской), а в Сауре — Южно-Саурской; следующая, центральная подзона в Жарминской части — Восточно-Жарминская, в Сауре — Северо-Саурская. Крайняя северо-восточная — Кокпектинская подзона представляет собой не сплошную полосу, а систему наложенных прогибов, расположенных вдоль границы с Западно-Калбинской зоной и частично накладывающихся на структуры Восточно-Жарминской подзоны.

В пределах каледонского обрамления Зайсанской складчатой области, непосредственно на стыке с последней, выделяется ряд наложенных прогибов, накопление осадков в которых было тесно связано с развитием геосинклинальных прогибов Зайсанской области. К числу таких прогибов относятся: Коргонский прогиб в Горном Алтае, Аркатский, Бейсемасский и Сарсазанский прогибы в Чингизе. Только некоторые из перечисленных подзон представлены одним тектоно-морфологическим элементом; к числу таких подзон относятся обладающие антиклинорной структурой Холзунско-Сарымсактинская и Иртышская подзоны и обладающие, в общем, синклинорной структурой Белоубинско-Маймырская и Калбинская подзоны. Большинство остальных подзон состоит из системы поднятий (антиклиналей) и разновозрастных прогибов.

Палеозойские образования Зайсанской складчатой области, несмотря на значительный объем проведенных здесь геологических исследований,


Система
Отдел
Ярус
Подъярус
ЖАРМА-САУРСКАЯ ЗОНА
ЗАПАДНО-КАЛБИНСКАЯ ЗОНА
КАЛБА-НАРЫМСКАЯ ЗОНА
Запано-Жарминская и Южно-Саурская подзоны
Восточно-Жарминская и Северо-Саурская подзоны
Коктектинская подзона
Чарская подзона
Балад-жальская подзона
Калбинская подзона
Иртышская подзона
ТРИАС
ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ
НИЖНЯЯ ПЕРМЬ
ВЕРХНИЙ КАРБОН
СРЕДНИЙ КАРБОН
НИЖНИЙ КАРБОН
ВЕРХНИЙ ДЕВОН
СРЕДНИЙ ДЕВОН
НИЖНИЙ ДЕВОН
СИЛУР
НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ
Московский
Башкирский
Намюрский
Верхневизейский
Нижневизейский
Верхнетурнейский
Нижнетурнейский
Фаменский
Верхнефранский
Нижнефранский
Верхний живет
Нижний живет
Верхний эйфель
Нижний эйфель
Кобленцский
Жединский
Верхний
Нижний
Таисуганск.св
Талагайск.св
Акжальск.св
P_2-T_1
Акколканская свита
Таранчинская свита
Карагунгурская свита
Семейтауская свита
P_1
Ащисайская и Кондерлыкская свиты
Майтюбинская и Даубайская свиты
C_2-C_3
Кайгенбулакская и кенсайская свиты
Буконьская свиты
Коктектинская, чекельмесская и таубинская свиты
Буконьская свита
Таубинская, Тургайникульская свиты
Буконьская свита
Койтасская свита
Коктектинская свита
Аркалыкская свита
Коктектинская и аркалыкская свита
Даланкаринская и байсумская свиты
Коконьская свита
Вулканогенный аналог коконьской свиты
Коянд инская свита
Вулканогенный аналог коянд инской свиты
Такырская свита
D_3fm
D_3fr
Джеменейская свита
D_2gv
Кыстав-курчумская свита
D_2e
Пугачевская и орловская свиты
D_1c
D_1dg
S_2^2
?
Pz?

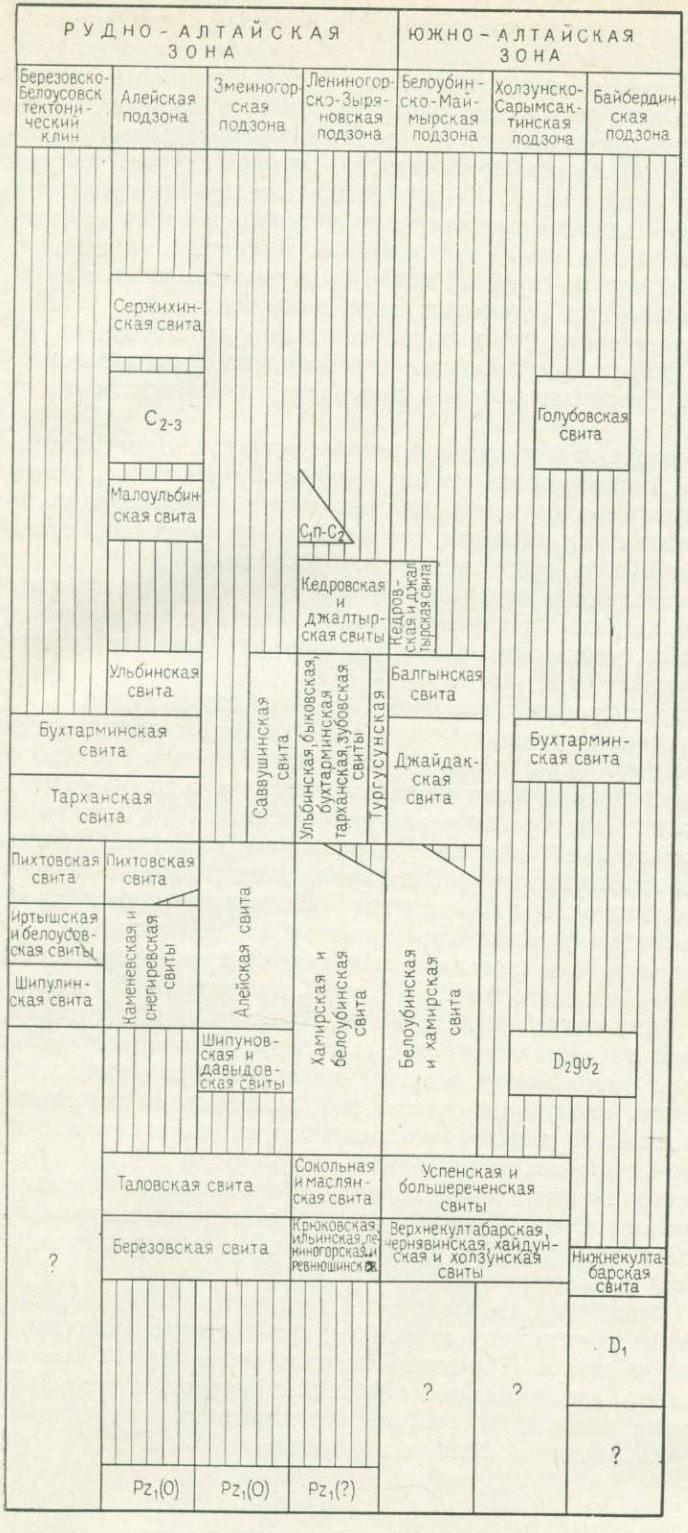


Рис. 2. Схема стратиграфии Зайсанской складчатой системы

стратиграфически расчленены недостаточно. Для большей части территории из-за фациальной изменчивости осадочных, а особенно осадочно-вулканогенных толщ, или монотонно однообразному литологическому составу многих терригенных толщ, отсутствию маркирующих горизонтов, скудности находок органических остатков, расчленение произведено в достаточной степени грубо, лишь с выделением свит и, в лучшем случае, подсвит местной геохронологической шкалы. Большинство свит при значительной их мощности тем не менее даже по литологическим признакам лишь с большим трудом поддаются дальнейшему расчленению. Выделение же подразделений международной шкалы (ярусов) могло быть сделано лишь с некоторой условностью только для отдельных толщ палеозоя.

Возраст многих свит часто устанавливается лишь по залеганию их между отложениями, охарактеризованными в той или иной степени органическими остатками. Следовательно, он определяется не всегда точно и однозначно.

Для некоторых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ Калбы и даже Рудного Алтая, заключенных между крупными разломами, вследствие отсутствия определимых органических остатков или неясного положения редких горизонтов с фауной в разрезе толщи вопросы установления их возраста являются крайне трудными и дискуссионными.

Несмотря на перечисленные недочеты в разработке стратиграфии палеозойских отложений степень их изученности, в общем, за исключением части отложений Калбы, достаточна для использования как основы для формационного анализа.

Первые схемы стратиграфии палеозоя Юго-Западного Алтая были составлены после проведения систематических геологических съемок Алтая Геологическим комитетом. Большая роль в создании этих схем принадлежит В. П. Нехорошеву, которым в основном была составлена схема расчленения каменноугольных и некоторых девонских толщ, и Н. Л. Бубличенко, занимающемуся стратиграфией девона Рудного Алтая. В дальнейшем сводная схема стратиграфического расчленения палеозойских образований базировалась уже на основе исследований многочисленного коллектива геологов при геологическом картировании больших площадей.

В основу настоящей работы положена схема стратиграфического расчленения палеозоя Юго-Западного Алтая и Калбы, принятая для геологических среднемасштабных карт Алтайской и Чингиз-Саурской серий, в составлении которой принимали участие и авторы. В процессе работ авторами производилась дальнейшая детализация схемы и изучение литологического содержания, в результате чего в нее были внесены некоторые изменения: особенно новыми данными пополняется схема стратиграфии палеозойских песчано-сланцевых толщ Калбы.

Для удобства синхронизации в работе, где было возможно, подразделения местной геохронологической шкалы (свиты) заменены подразделениями международной шкалы (см. рис. 2). Особое внимание уделено выделению литологических комплексов.

Докембрий (?). В пределах Зайсанской складчатой системы находятся два выступа метаморфических пород (см. рис. 6): выходы кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов Курчумо-Кальджирского горста, по мнению Б. Я. Хоревой и др., имеющих докембрийский возраст, и кварциты, лавсонит-глаукофановые сланцы и гранат-гастингситовые амфиболиты Чарского антиклинория Западной Калбы, по представлениям Е. А. Фле-

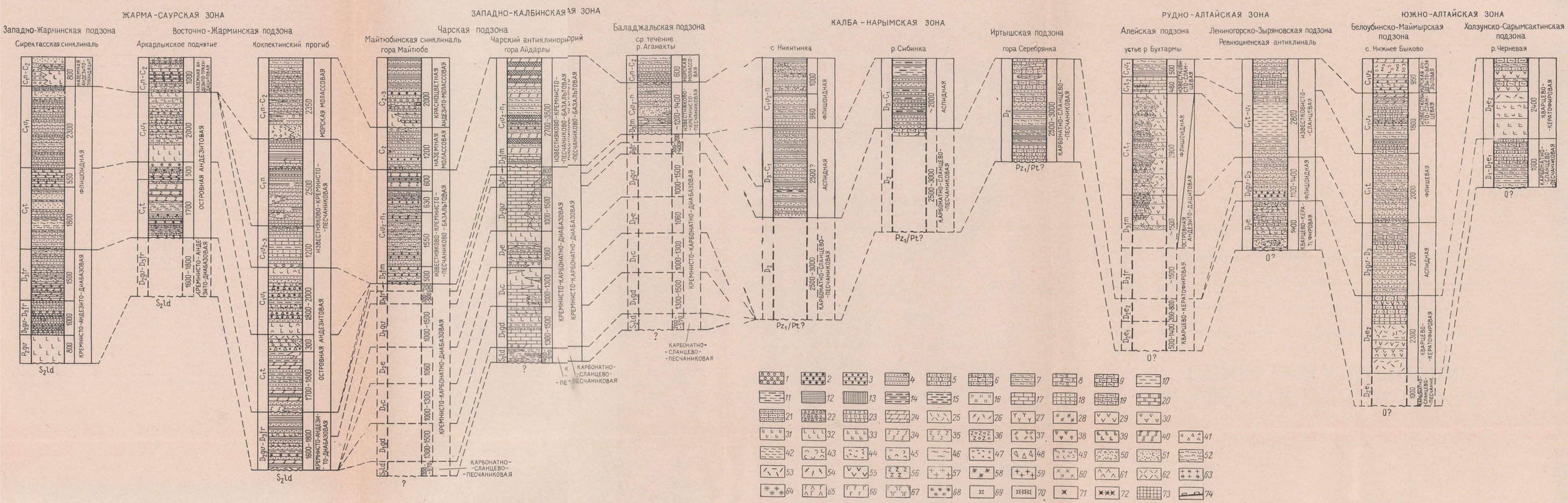


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов структурно-формационных зон Зайсанской складчатой системы

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — песчаник крупно- и среднезернистый; *4* — песчаник мелкозернистый; *5* — песчаник с известковым цементом; *6* — вулканитовый песчаник; *7* — алевролиты; *8* — кремнистые алевролиты; *9* — алевролиты с известковым цементом; *10* — аргиллиты; *11* — углистые аргиллиты; *12* — глинистые сланцы; *13* — кремнистые сланцы; *14* — углистые сланцы; *15* — известняки; *16* — кремнистые породы; *17—20* — известняки (*20* — известняки доломитизированные); *21* — известковистый песчаник; *22* — конгломерато-брекчии; *23* — известняки окремненные; *24* — доломиты; *25* — кварцевые порфиры, вулканогенные породы кислого состава; *26* — кварцевые альбитофиры; *27* — плагиолипаритовые порфиры; *28* — альбитофиры; *29* — дацитовые порфиры; *30* — липарит-дацитовые порфиры; *31* — дацит-андезитовые порфириты; *32* — андезитовые порфириты; *33* — андезит-базальтовые порфириты; *34* — базальтовые порфириты; *35* — диабазовые порфириты; *36* — кварц-диабазовые порфириты; *37* — трахилипаритовые порфиры; *38* — трахилипаритовые порфиры; *39* — трахиандезитовые порфиры; *40* — трахибазальтовые порфириты; *41* — знак лавобрекчий; *42* — туфолавы; *43—45* — туфы (*43* — крупнообломочные с соответствующим составом эффузивов, *44* — среднеобломочные, *45* — мелкообломочные); *46* — спекшиеся туфы и игнимбриты; *47* — пепловые туфы; *48* — агломератовые туфы; *49* — туффит конгломератовый; *50* — туффит гравелитовый; *51* — туффит псаммитовый; *52* — туффит алевритовый; *53* — кварцевые порфиры; *54* — кварцевые альбитофиры; *55* — дациты; *56* — диабазы и диабазовые порфириты; *57* — граниты биотитовые; *58* — плагиограниты; *59* — аляскитоидные граниты и аляскиты; *60* — граносиениты и адамеллиты; *61* — диориты и кварцевые диориты; *62* — монцониты, кварцевые монцониты; *63* — граносиениты; *64* — щелочные граниты; *65* — габбро-диориты; *66* — габбро; *67* — габбро-нориты; *68* — знак красноцветности; *69—72* — излившиеся породы вулканов подводного центрального типа (*70* — вулканов подводного трещинного типа, *71* — вулканов наземного центрального типа, *72* — вулканов наземного трещинного типа); *73* — выходы доседнепалеозойского фундамента; *74* — границы складчатых систем

Заказ 981

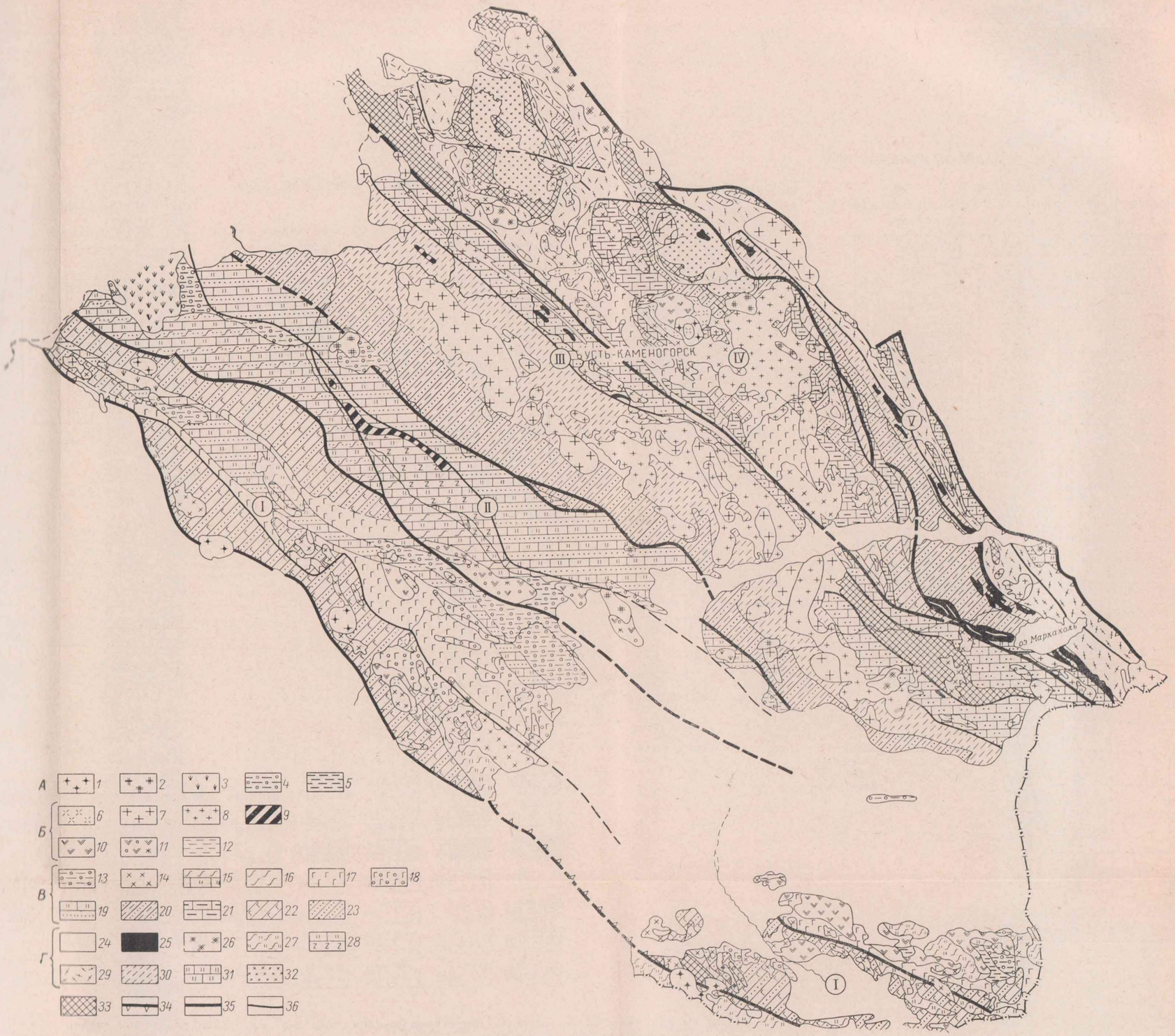


Рис. 4. Схематическая карта геологических формаций Зайсанской складчатой системы. Составили: Д. П. Авров, К. Г. Богданова, Е. Д. Василевская, Р. К. Григайтис, Т. Я. Демидова, М. Г. Хисамутдинов, А. Х. Кагарманов, Г. П. Клейман

А. Формации и субформации постконсолидационной активизации: *1* — аляскитов и щелочных гранитов (P?); *2* — субщелочных гранитов и граносиенитов (P?); *3* — трахибазальтовая-трахилипаритовая (P_2—T, C_3—P_1); *4* — наземная молассовая угленосная (P_2—T); *5* — лимническая угленосная (C_3—P_1). Б. Формации поздней стадии: *6* — субформация гранитоидов повышенной основности и щелочности (P); *7* — гранитовая (P, C_3—P); *8* — граноднорит-гранитовая и граносиенит-гранитовая (C_3); *9* — малых интрузий пестрого состава (C_2—C_3?); *10* — ультрабазитовая; *11* — андезит-трахидацитовая (C_3—P_1, C_1—C_2); *12* — андезит-молассовая (C_2—C_3); *13* — наземная молассовая угленосная (C_2, C_1—C_3). В. Формации и субформации средней стадии: *13* — морская молассовая (C_1n—C_2); *14* — габбронорит-гранодиоритовая (C_1n) и диорит-гранодиоритовая ($C_1\nu_3$); *15* — известняково-кремнисто-базальтовая ($C_1\nu_2$—n); *16* — приразломная андезит-базальтовая ($C_1\nu_2$—n); *17* — островная базальт-андезитовая и андезит-дацитовая (C_1t; D_3fm—C_1t_1); *18* — вулканогенной молассы ($C_1\nu_1$); *19* — известняково-кремнисто-песчаниковая ($C_1\nu_2$—n_1); *20* — флишоидная сланцево-песчаниковая ($C_1\nu_2$—n_1? D_2gv—D_3); *21* — известковисто-сланцевая ($C_1\nu_2$, $C_1\nu_1$, C_1t); *22* — флишоидная туффитовая (C_1t—v; C_1t); *23* — флишевая (C_1t). Г. Формации и субформации ранней стадии: *24* — габбро-диабазовая (C_1)?, (D_3); *25* — плагиогранитовая (D_2); *26* — кремнисто-андезит-диабазовая (D_2gv—D_3fr); *27* — кремнисто-карбонатно-диабазовая (D); *28* — кварц-кератофировая (D_2e, D_2gv$_2$, D_3fr); *29* — аспидная (D_2gv—D_3, D_3—C_1); *30* — карбонатно-песчано-сланцевая (S_2, D_1—D_2e_1; D_2). Породы фундамента: *31* — интрузивные; *32* — метаморфизованные осадочные вулканогенно-осадочные; *33* — разломы, ограничивающие Зайсанскую складчатую систему; *34* — разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны; *35* — региональные разломы; *36* — второстепенные разломы

рова, Н. Л. Добрецова (1969) и Е. Д. Василевской также докембрийские.

Нижний палеозой. Нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные образования кембрийского и ордовикского возраста обнажаются в обрамлении Зайсанской складчатой системы: в Горном Алтае и Чингизе. В Рудном Алтае условно нижнепалеозойские образования, представленные хлорит-эпидот-кварцевыми, кварц-альбит-эпидотовыми, карбонат-хлоритовыми сланцами и измененными песчаниками, слагают ядра Алейского и Синюшинского антиклинориев и Ревнюшинской антиклинали. В. П. Нехорошев эти образования относит к ордовику.

Средний палеозой. Силурийская система. Отложения, охарактеризованные силурийской фауной, широко распространены в Горном Алтае и Чингизе, в пределах же Зайсанской системы обнажаются лишь в нескольких участках: на востоке — в хребте Листвяга, на юго-западе — в хребте Восточный Тарбагатай и Восточном Причингизье и в центральной части в Западной Калбе (Чарском антиклинории) — см. рис. 4, 5. В первом из названных пунктов обнажаются терригенно-карбонатные отложения середчихинской свиты (лландовери — венлок). В Чарском антиклинории верхнесилурийские отложения представлены органогенными известняками, песчаниками, алевролитами и кремнистыми сланцами лудлова. В Восточном Причингизье и Восточном Тарбагатае известны также лудловские преимущественно вулканогенные образования, представленные порфиритами основного и среднего основного состава, туфами с прослоями осадочных пород.

Девонская система. Нижний отдел. Отложения нижнего отдела девона известны в двух районах: в Южно-Алтайской зоне и Западно-Калбинской зоне. В Южно-Алтайской зоне прерывистая полоса палеонтологически охарактеризованных отложений нижнего отдела девона расположена вдоль границы с Горным Алтаем: по правобережью р. Черемошки, по долине р. Бухтармы в 2,5 *км* выше устья р. Сарымсакты и в хр. Сарымсакты. Они представлены известняками, серо-зелеными песчаниками и алевролитами. Условно к этому же возрасту относится нижняя часть (выделенная В. В. Коробовым и Д. Г. Ажгиреем) черневинской свиты, распространенной в хр. Холзун.

В Западно-Калбинской зоне, на правобережье р. Чар, нижнедевонские отложения распространены в районе верхнего течения р. Чар и в районе горы Тиес. В нижнем девоне здесь выделяются отложения жединского и кобленцского ярусов. Среди осадков преобладают рифовые известняки и межрифовые фации, представленные в основном кремнистыми сланцами, яшмами и основными эффузивами, реже терригенными породами. Основные эффузивы наблюдаются в разрезе, начиная со средней части жединского яруса. Нижняя его часть представлена морскими фациями, сходными с лудловскими. Наличие, кроме того, морской фауны самых верхов силура и низов нижнего девона позволяет считать, что перерыва в осадконакоплении между ними не было. Нижнедевонские отложения, отвечающие, по-видимому, кобленцскому ярусу, входят в состав нижней части существенно вулканогенных толщ култабарской свиты (нижней подсвиты), распространенной на юго-востоке Южно-Алтайской зоны.

Эйфельский ярус. Эйфельские отложения пользуются широким развитием, особенно в Рудном и Южном Алтае и Прииртышье; кроме того, они известны по р. Чар (рис. 6). Наиболее полно и детально эйфельские

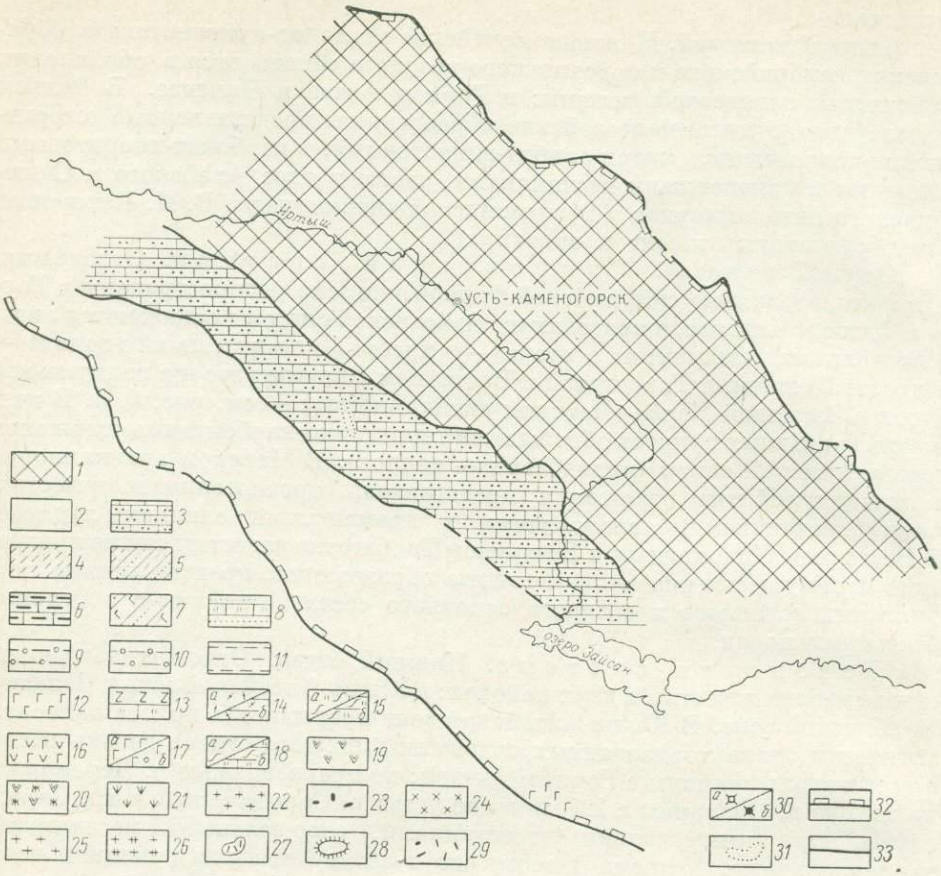


Рис. 5. Палеотектоническая схема Зайсанской складчатой системы в лудловский век

1 — области поднятия; *2* — области неясного осадкообразования; *3* — карбонатно-сланцевая формация; *4* — аспидная формация; *5* — флишоидная формация (песчаниково-сланцевая субформация); *6* — известковисто-сланцевая формация; *7* — флишоидная формация (туффитовая субформация); *8* — известняково-кремнисто-песчаниковая формация; *9* — наземная молассовая угленосная формация; *10* — морская молассовая формация; *11* — лимническая угленосная и наземная молассовая угленосная формации (участков зон постконсолидационной активизации); *12* — базальтово-андезитовые образования неясной формационной принадлежности; *13* — карбонатно-кремнисто-диабазовая формация; *14* — кварц-кератофировая формация (*а* — существенно вулканогенная; *б* — вулканогенно-осадочная); *15* — кремнисто-андезит-диабазовая формация (*а* — существенно вулканогенная; *б* — вулканогенно-осадочная); *16* — островная андезит-дацитовая формация; *17* — образования островной базальтово-андезитовой формации (*а* — фация вулканогенных моласс островной базальтово-андезитовой формации); *18а* — образования приразломной андезит-базальтовой формации; *18б* — образования известняково-кремнисто-базальтовой формации; *19* — трахидацит-трахиандацитовая и трахиандезит-трахидацитовая формации; *20* — андезит-молассовая формация; *21* — трахибазальтовая трахилипаритовая формация; *22* — интрузии плагиогранитной формации; *23* — пояса габбро-диабазовых и гипербазитовых интрузий; *24* — интрузии диорит-гранодиоритовой формации; *25* — интрузии гранодиорит-гранитовой, гранитовой формации и субформации граносиенит-гранитовой, аляскитов и щелочных гранитов; *26* — интрузии субформации субщелочных гранитов и граносиенитов; *27* — приповерхностные гранитоиды повышенной основности и щелочности; *28* — рифовые постройки; *29* — субвулканические интрузии; *30* — вулканические центры (*а* — подводные, *б* — наземные); *31* — контуры прослеженных выходов; *32* — границы Зайсанской складчатой системы; *33* — глубинные разломы, ограничивающие структурно-формационные зоны

отложения изучены в Рудном Алтае, где они расчленены довольно дробно с выделением отдельных свит и многочисленных литологических горизонтов, однако в силу фациальной изменчивости подобное расчленение могло быть распространено лишь на небольшие площади. Несмотря на многочисленные находки органических остатков эйфельские отложения Рудного

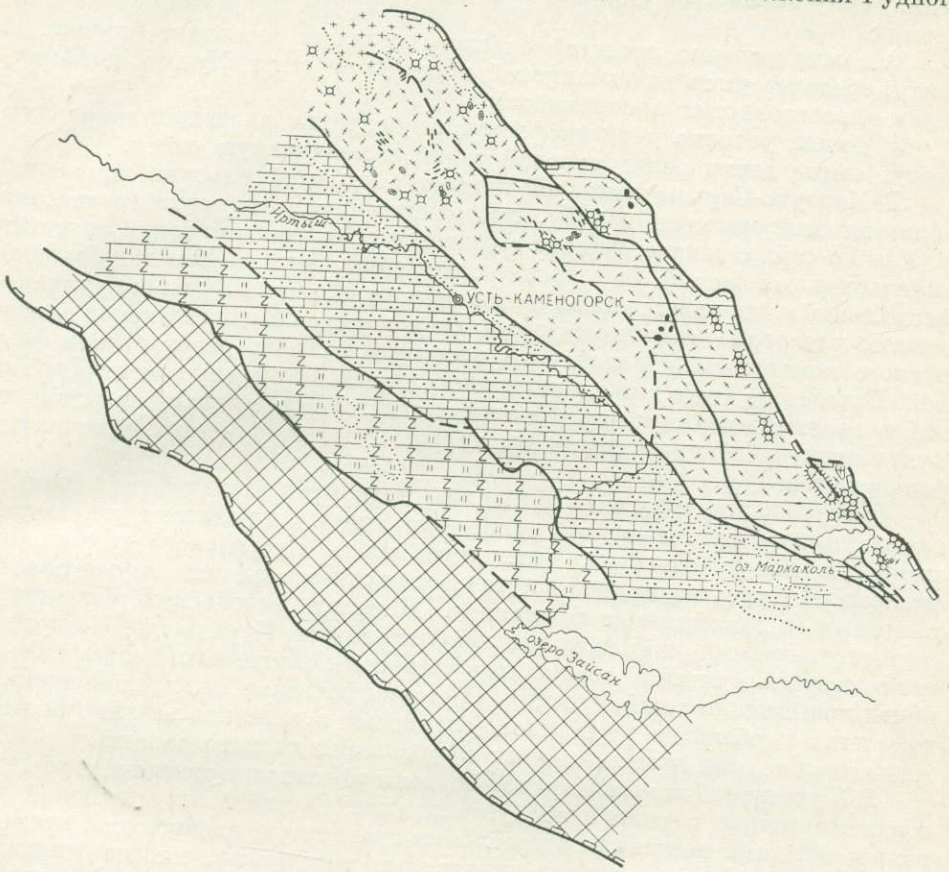


Рис. 6. Палеотектоническая схема позднего эйфеля Зайсанской складчатой системы. Условные обозначения см. рис. 5

и Южного Алтая невозможно расчленить на биостратиграфические подразделения меньшего ранга. Эйфельские отложения в Рудном Алтае ложатся трансгрессивно на метаморфизованные породы условно нижнего палеозоя, нередко с конгломератами в основании.

В Алейской подзоне в эйфеле выделяются три свиты: вулканогенно-осадочная березовская, лосишинская (в легенде Алтайской серии карт объединенные в одну березовскую свиту) и таловская вулканогенная свита. В Змеиногорской подзоне эйфельские отложения также подразделяются на березовскую (базальную и лосишинскую) и таловскую свиты. В Лениногорско-Зыряновской подзоне нам представляется наиболее правильным подразделять эйфельские отложения на три толщи (свиты), литологический состав которых отражает ритмику осадочно-вулканогенного процесса

375

[низы каждой такой толщи (или свиты) сложены преимущественно вулканогенными породами, а верхи — главным образом осадочными]:

1) толща условно раннеэйфельского возраста включает лениногорскую и крюковскую свиты, нижнюю часть ревнюшинской (базальные слои, пачку зернистых туфов, алевролитов и туффитов и алевролитовую пачку);

2) толща условно среднеэйфельского возраста включает ильинскую свиту, среднюю часть ревнюшинской свиты (горизонт туффитов, порфиритов и известковистых алевролитов);

3) толща условно позднеэйфельского возраста включает сокольную свиту, самые верхи ревнюшинской свиты и маслянскую свиту.

В Холзуно-Сарымсактинской подзоне выходы эйфельских отложений образуют непрерывную полосу, протягивающуюся до верхнего течения р. Убы на северо-западе, где она смыкается с Коргонской зоной развития эйфельских отложений. Эйфельские отложения здесь отличаются большой фациальной изменчивостью как в отношении участия в их разрезе вулканогенного материала, так и по содержанию в составе осадочных пород карбонатного компонента. Неодинакова и степень охарактеризованности фауной. Вследствие этого в различных частях подзоны эйфельские отложения подразделяются исключительно по литологическому признаку на ряд свит: култабарскую (верхняя подсвита), хайдунскую, холзунскую, успенскую, большереченскую.

В Иртышской подзоне эйфельский ярус представлен отложениями, выделенными в пугачевскую и орловскую свиты. Они слагают узкую прерывистую полосу выходов, вытянутую вдоль Иртышского глубинного разлома. В Курчумском хребте пугачевская свита разделена на две полосы выходами кристаллических сланцев. Контакт эйфельских отложений с подстилающими кристаллическими сланцами Курчумского выступа и метаморфизованными осадочными породами Иртышской зоны смятия почти повсеместно тектонический. Состав эйфельских отложений преимущественно карбонатно-песчаниково-сланцевый с локально развитыми линзовидными телами вулканогенных образований кислого состава.

В Причарской полосе Чарской подзоны эйфельские отложения распространены только в районе пос. Николаевка. Состав этих отложений довольно пестрый: песчаники с прослоями гравелитов, алевролиты, кремнистые сланцы, базальтовые и андезитовые порфириты, иногда миндалекаменные туфы кислого состава, известняки.

Живетский ярус. Отложения, относимые к живетскому ярусу, широко распространены на территории Зайсанской складчатой системы, причем большое сходство разрезов живетских отложений с франскими, а иногда, при терригенном составе, даже и с фаменскими при недостаточной фаунистической охарактеризованности не дает возможности расчленить их и вынуждает объединять в одну свиту живетско-франского возраста (рис. 7). Например, преимущественно вулканогенные отложения Причингизья и саура-джеменейская свита или терригенные живетско-верхнедевонские — белоубинская, кыставкурчумская, хамирская свиты в Белоубинско-Маймырской и Лениногорско-Зыряновской подзонах Юго-Западного Алтая. Собственно живетские отложения известны в Иртышской подзоне, где они представлены терригенными породами с редкими прослоями известняков и отдельными покровами спилитов (кыставкурчумская, частично гаранинская свиты). В Причарской полосе и в ряде пунктов внеш-

ней подзоны Жарма-Саурской зоны они представлены кремнисто-вулканогенным комплексом, сопровождаемым в Чарской подзоне рифогенными известняками.

Верхнеживетские большей частью осадочные отложения с чиелиевой фауной развиты в Змеиногорской подзоне Рудного Алтая (шипуновская и давыдовская свиты) и на северном склоне хр. Сарымсакты, в междуречье

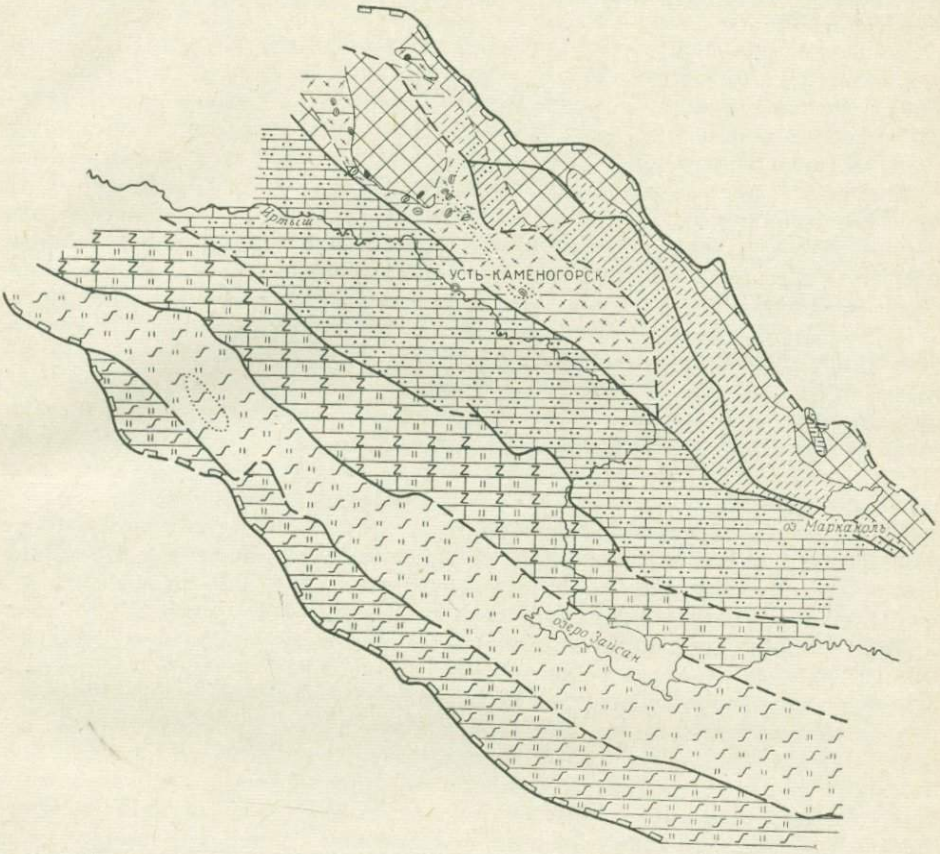


Рис. 7. Палеотектоническая схема живетского и франского времени. Условные обозначения см. рис. 5

Солонечной и Ушкунгыя. В Алейской подзоне Рудного Алтая и на большей части Холзунско-Сарымсактинской подзоны охарактеризованные фауной живетские отложения отсутствуют.

Верхний отдел. Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона представлены франским и фаменским ярусами, а также нерасчлененным верхним девоном. В пределах Калбинской подзоны, кроме того, выделяются отложения нерасчлененного верхнего девона — нижнего карбона (такырская свита).

Франский ярус. Отложения франского яруса развиты в Алейской подзоне и Березовско-Белоусовском тектоническом клине Рудно-Алтайской

зоны, в Чарской подзоне и в Западно-Жарминской и Южно-Саурской подзонах Жарма-Саурской зоны. Повсюду эти отложения имеют существенно вулканогенный состав с той лишь разницей, что в Рудном Алтае франские эффузивы представлены главным образом кислыми разностями, а в остальных зонах основными и средними, сопровождаемыми кремнистыми породами. В Рудном Алтае в них выделены каменевская (с нижнекаменевской или гериховской и верхнекаменевской подсвитами) и снегиревская свиты.

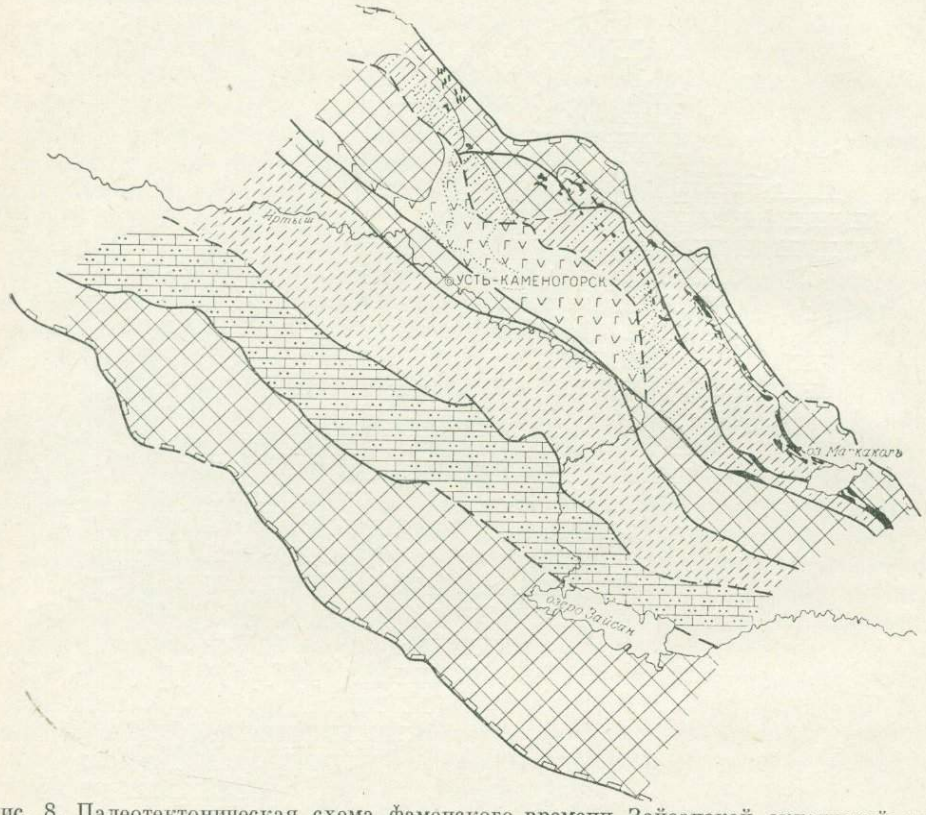


Рис. 8. Палеотектоническая схема фаменского времени Зайсанской складчатой системы. Условные обозначения см. рис. 5

Фаменский ярус (рис. 8). Бесспорные фаменские отложения известны лишь в Алейской подзоне Рудного Алтая и в Чарском горсте Западной Калбы. В Алейской подзоне им соответствует пихтовская свита, большей частью имеющая осадочно-вулканогенный состав. В Чарской подзоне отложения фаменского яруса представлены исключительно осадочными отложениями: известняками и песчаниками. Нерасчлененные отложения верхнего девона, выделенные в алейскую свиту, представлены осадочными, реже осадочно-вулканогенными породами. Они распространены в Змеиногорской подзоне Рудного Алтая. Нерасчлененные отложения верхнего девона и нижнего карбона широко развиты в Восточной Калбе и выделяются в такырскую свиту. Исключительно терригенные отложения этой

свиты содержат очень мало органических остатков, поэтому ее возраст фаунистически не обоснован и принимается как поздний девон — ранний карбон (включая нижнее визе) на основании геологических соотношений с подстилающей кыставкурчумской свитой и покрывающими песчано-сланцевыми отложениями верхнего визе.

Каменноугольная система. Нижний отдел. Отложения нижнего отдела карбона широко распространены в пределах Зайсанской геосинклинали. Они составляют более половины выходов среднего палеозоя в Рудном и Южном Алтае, где участвуют в строении синклинальных структур; широко распространены в Калбе, Восточном Причингизье и в хр. Саур. Здесь в разнородных фациях представлены все три яруса нижнего карбона: турнейский, визейский и намюрский. В отдельных наиболее изученных и хорошо палеонтологически охарактеризованных разрезах турнейских отложений удается выделить две толщи, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам. Визейские отложения повсюду делятся на две части, нижняя из которых соответствует нижнему визейскому подъярусу, а верхняя, включающая верхний подъярус (или средний и верхний в соответствии с принятым для Казахстана трехчленным делением визе), зачастую неразрывно связана с низами намюра.

Турнейский ярус. Среди отложений нижнего карбона турнейские образования развиты наиболее широко, ибо ими не только почти везде, кроме Калбы, начинается разрез нижнекаменноугольных отложений, но они глубже всего проникают в области поднятий, сложенных более древними породами (рис. 9).

Отложения турнейского яруса в Рудном Алтае обрамляют по периферии Быструшинскую и Ульбинскую синклинальные структуры, расположенные на погружении Алейского антиклинория, а также слагают ряд структур на их юго-восточном продолжении в низовьях р. Бухтармы. Здесь выделяются две свиты, сложенные почти исключительно осадочными породами: тарханская (нижний турне) и бухтарминская (верхний турне). В области, примыкающей к Иртышской зоне смятия, в районе Феклистовки, Васильевки, Кондратьевки, Бородино, раннетурнейские образования представлены вулканогенными породами средней основности и кислого состава. В Лениногорско-Зыряновской подзоне нерасчлененные турнейские отложения входят в состав нижней осадочной части тургусунской свиты. В Южном Алтае они составляют флишевую маймырскую (бывшую даланкаринскую) свиту, отвечающую нижней части разреза в Маймырском синклинории. Самые восточные выходы турнейских отложений приурочены к восточной границе Зайсанской геосинклинали. Здесь они известны: в районе пос. Саввушка (саввушкинская свита) и в районе среднего течения р. Бухтармы, в районе устья р. Белой и по р. Черемошке. В Восточной Калбе турнейские отложения входят в состав осадочной такырской свиты. В Восточном Причингизье (Западно-Жарминской подзоне) и Южном Сауре к турнейскому возрасту отнесена кояндинская свита. В Восточно-Жарминской подзоне (Восточное Причингизье) известны лишь вулканогенные аналоги этой свиты.

Визейский ярус. Отложения визейского яруса распространены весьма широко, причем на северо-восточной окраине Зайсанской геосинклинали в Рудном и Южном Алтае они занимают меньшую площадь, чем турнейские, а в Причингизье и особенно в Калбе они входят в состав наиболее широко распространенных свит. Визейские отложения повсеместно четко

делятся на два комплекса. Нижний комплекс, отвечающий нижнему визейскому подъярусу, постепенно сменяет верхнетурнейские отложения и иногда составляет с ними одни свиты, как, например, тургусунская свита. Верхний комплекс, включающий средний и верхний подъярусы, очень часто связан постепенными переходами с нижней частью намюрского яруса, от подстилающих же отложений зачастую отделен перерывом. Эти комплексы обычно относятся к различным формациям и отчетливо различаются

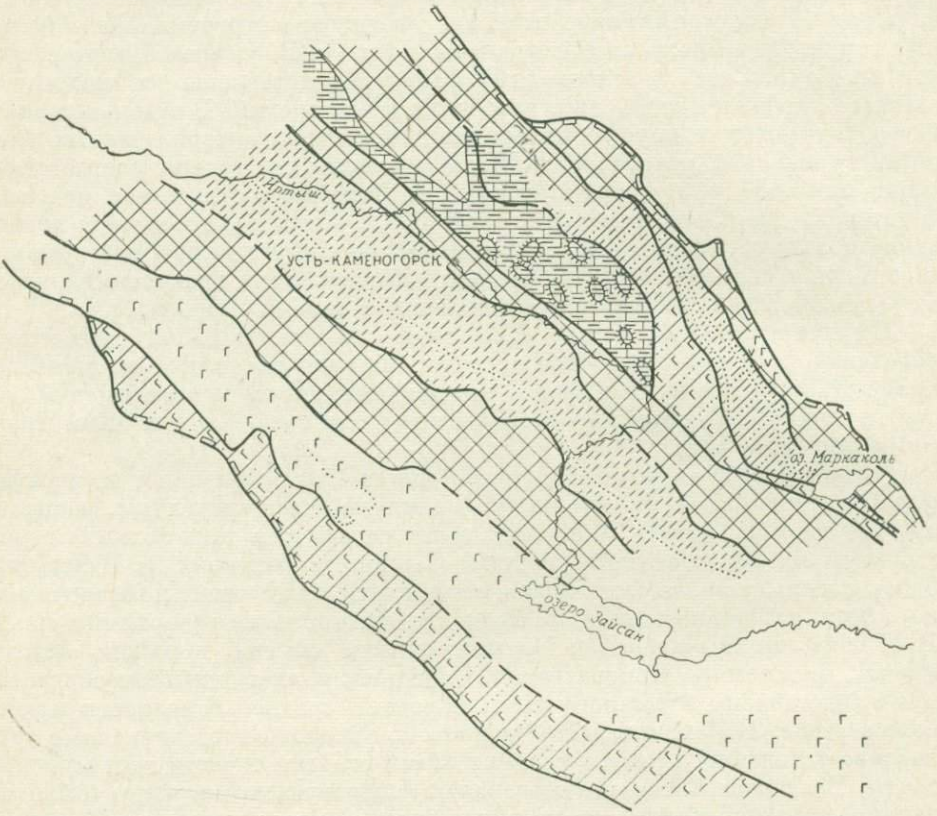


Рис. 9. Палеотектоническая схема позднего турне Зайсанской складчатой системы. Условные обозначения см. рис. 5

в разрезах даже одной структурно-формационной зоны. Перерыв перед отложением верхнего комплекса вызван, по-видимому, тектоническими движениями середины визе (саурская фаза), особенно четко проявившимися в Сауре (Нехорошев, 1944; Клейман, 1963).

Нижневизейские отложения известны преимущественно в краевых частях Зайсанской геосинклинали — в Рудном и Южном Алтае, в Причингизье и в Сауре. В Рудном Алтае нижневизейские отложения выделены в ульбинскую свиту, в Южном Алтае — балгынскую свиту, в Зыряновском районе они составляют верхнюю часть тургусунской и зубовской свит. В Восточном Причингизье и на Сауре ранневизейскому возрасту соответствует коконьская свита.

Отложения, соответствующие верхней части визе и низам намюра, как правило, резко отличаются от подстилающих отложений и в ряде мест лежат на них несогласно. В распределении этого верхнего комплекса в Зайсанской геосинклинали наблюдаются несколько иные закономерности (см. рис. 4, 10), чем в распределении нижнего визейского комплекса.

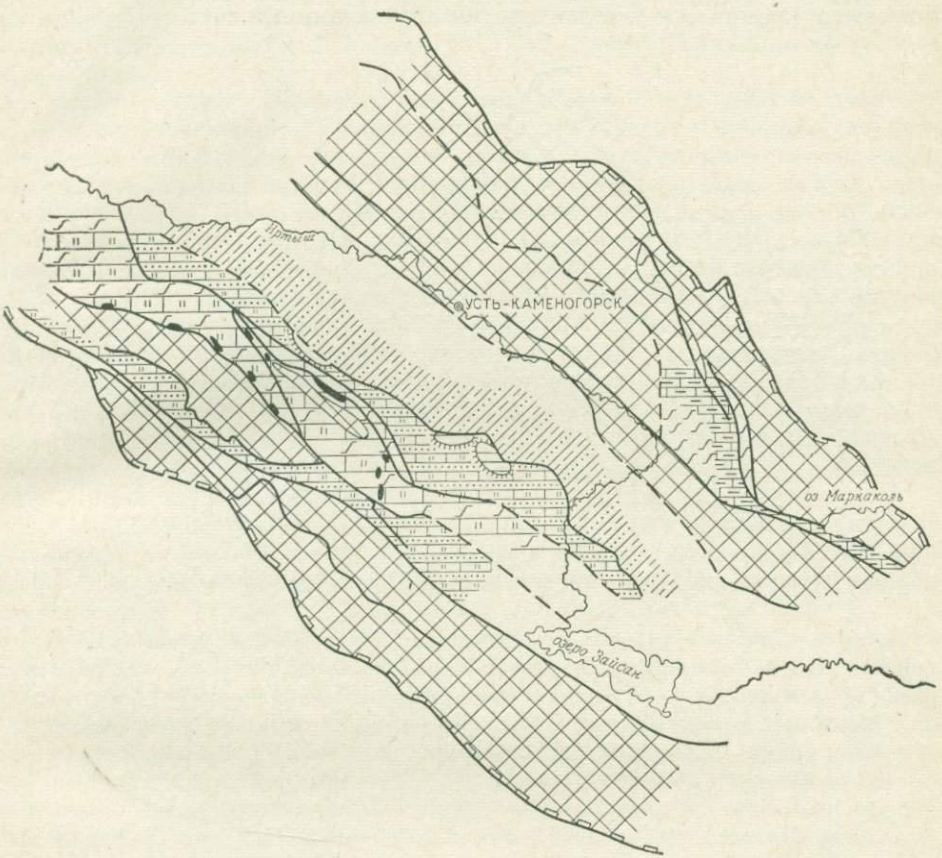


Рис. 10. Палеотектоническая схема позднего визе и раннего намюра Зайсанской складчатой системы. Условные обозначения см. рис. 5

Если отложения нижнего визе приурочены к тем же структурам, что и верхнетурнейские, только по отношению к ним сокращены в объеме, т. е. относятся к завершению одного и того же седиментационного цикла, то площади распространения верхневизейских отложений смещены по сравнению с нижневизейскими и в отдельных структурно-формационных зонах начинают новый седиментационный цикл после продолжительного перерыва. Верхневизейские отложения отсутствуют в краевых частях геосинклинали на большей части Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зон, в Восточной Жарме и Сауре. Вдоль границы Южно-Алтайской зоны и Лениногорско-Зыряновской подзоны Рудно-Алтайской зоны верхневизейскими вулканогенными образованиями выполнен ряд приразломных впадин (кедровская и ларихинская свиты), более широко они развиты к югу от Зыряновска

и в Нарымском хребте, в пределах Лениногорско-Зыряновской полосы. Здесь они выделены в джалтырскую свиту. В Восточной Калбе верхневизейский комплекс, включающий низы намюра, представлен сланцево-песчаниковыми флишоидными байсумской и даланкаринской свитами. В Западной Калбе и в Восточно-Жарминской подзоне верхневизейские отложения известны под названием аркаульской и аркалыкской свит, сложенных кремнисто-вулканогенными образованиями.

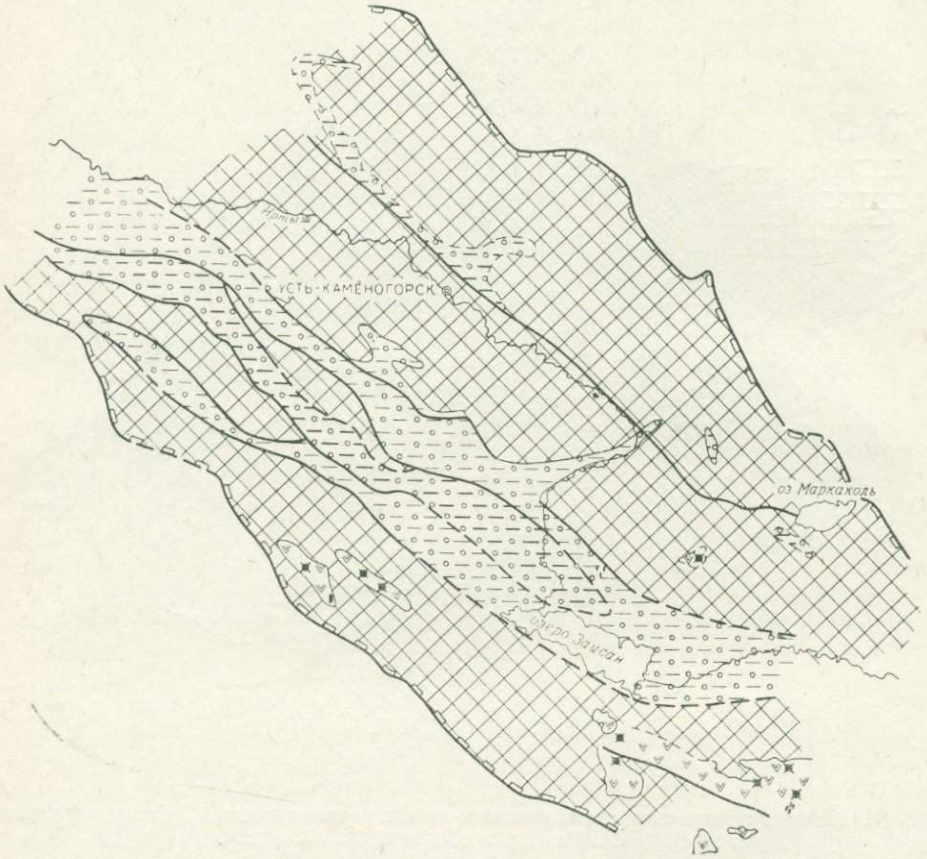


Рис. 11. Палеотектоническая схема позднего намюра и среднего карбона Зайсанской складчатой системы. Условные обозначения см. рис. 5

Верхний палеозой. Верхнепалеозойские отложения в пределах Зайсанской складчатой области пользуются ограниченным распространением. По своему грубообломочному составу и структурному положению они резко отделяются от подстилающих толщ, залегая на них почти повсеместно с четко выраженным несогласием. Формирование этого комплекса, как и в смежных регионах, начинается с верхов намюра, а заканчивается в триасе.

Верхи намюра — средний карбон. Отложения намюра — среднего карбона распространены в Зайсанской складчатой системе главным обра-

зом в периферических зонах (Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской) и внутренней Западно-Калбинской зоне (рис. 11). В Рудном Алтае они объединены в малоульбинскую свиту, в Калба-Нарымской зоне — в турангикульскую свиту, в Западно-Калбинской зоне — в таубинскую, буконьскую (тассубайбуконьскую), частично кокпектинскую свиты, в Сауре — кенсайскую и кайгенбулакскую свиты. Две последние свиты представлены в основном вулканогенными породами, в отличие от всех других свит этого возраста, характеризующихся терригенным, преимущественно песчаниковым составом.

Верхи среднего карбона — верхний карбон. К среднему — верхнему карбону нерасчлененным, точнее к верхам среднего — верхнему карбону в пределах Зайсанской складчатой системы отнесены образования, содержащие органические остатки, позволяющие параллелизовать их с алыкаевской подсвитой Кузбасса. В северо-восточной части области они пользуются крайне незначительным распространением и известны: в районе пос. Голубовка (угленосная голубовская свита), близ с. Белокаменка, у пос. Уштобе, в районе рудника Бакырчик. Более широко отложения указанного возраста распространены в Западно-Калбинской зоне. Здесь они выделяются под названием майтюбинской серии, выполняющей Даубайский межгорный прогиб, вытянутый в субширотном направлении от пос. Боко — на западе, до с. Преображенка — на востоке. Майтюбинская серия подразделяется на три толщи: нижнюю вулканогенную, среднюю пестроцветную — преимущественно конгломерато-гравелитовую и верхнюю — вулканогенно-осадочную.

Широко распространены отложения среднего — верхнего карбона и в южной части Зайсанской складчатой области — в пределах хр. Саур; здесь эти образования выделяются под названием акансайской и кендерлыкской свит.

Акансайская свита распространена в Кендерлыкской мульде и в хр. Сайкан. В Кендерлыкской мульде Г. П. Клейманом свита четко подразделяется на две части. Нижняя часть ее сложена серыми и табачно-зелеными грауваккovыми и туффитовыми песчаниками с отдельными прослоями черных песчаников и аргиллитов. Выше залегает пласт пепловых туфов порфиритов. Верхняя часть свиты сложена темно-бурыми и красно-бурыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами с единичными прослоями туфов. В хр. Сайкан в разрезе свиты резко увеличивается роль вулканогенного материала.

Выше акансайской свиты с незначительным перерывом в осадконакоплении залегает кендерлыкская свита. Распространена она в Кендерлыкской и Джеменейской мульдах. Свита сложена алевролитами, песчаниками, конгломератами с пластами угля, горючих сланцев, известняков.

Верхний карбон — нижняя пермь. К верхам карбона — нижней перми в пределах Алтая относится сержихинская свита, сложенная нацело вулканогенными породами и распространенная лишь в Лениногорском районе Рудно-Алтайской зоны. Свита делится на три части. Нижняя часть ее сложена лиловыми, реже зеленоватыми лавами и лавобрекчиями андезито-дацитового и дацитового состава. Выше залегают лавы, лавобрекчии, туфы и туфолавы андезитов и дацитов, сменяющиеся липарит-дацитовыми туфами и туфолавами. Разрез свиты венчают черные плагиолипариты.

Пермская система. К нерасчлененным пермским образованиям из-за отсутствия палеонтологических данных относятся покровы

андезитовых порфиритов, слагающие небольшие площади в Южной Калбе *, по северо-восточной периферии Жарма-Саурской зоны. Более широко распространены и лучше охарактеризованы органическими остатками пермские отложения в южной части Жарма-Саурской зоны (Сауре). Здесь среди них выделяются отложения нижнего и верхнего отделов. К нижнему отделу пермской системы относятся отложения, выделяемые в караунгурскую и таранчинскую свиты. Обе свиты, сложенные в основном терригенными породами, выделяются лишь в пределах Кендерлыкской и частично Джеменейской мульд.

К верхней перми относится комплекс терригенных отложений, выделяемых в акколканскую свиту. Последняя разделяется Г. П. Клейманом на две подсвиты. Нижняя подсвита образована конгломератами, переслаивающимися с гравелитами и подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. У южного подножия хр. Сайкан в составе свиты появляются бордовые и коричневатые туфы смешанного состава и горизонты туфов и агломератовых лав андезито-базальтового состава, а базальные конгломераты свиты исчезают из разреза. Верхняя подсвита состоит из двух толщ: подугольной и угленосной. Подугольная толща сложена серыми, темно-серыми, иногда черными аргиллитами, обычно тонкослоистыми с пропластками песчаников, часто сидеритовых. По простиранию в разрезе толщи появляются прослои конгломератов и гравелитов, либо пестроцветных туфов и туффитов смешанного состава. Толща сложена аргиллитами, углистыми аргиллитами и алевролитами с пластами углей рабочей мощности.

Верхняя пермь — нижний триас. Разрез верхнего палеозоя Зайсанской складчатой системы венчается комплексом нерасчлененных образований, относимых к верхам перми — нижнему триасу. Эти образования пользуются резко ограниченным распространением на рассматриваемой территории и выделяются лишь в трех участках. В осевой части складчатой области они сложены вулканогенными образованиями и распространены лишь в двух пунктах — на северо-западном и юго-восточном погружении Чарского антиклинория, в горах Семейтау и предположительно в горах Ак-Тюбе. Кроме того, отложения верхней перми — нижнего триаса наблюдаются в Кендерлыкской мульде.

В горах Семейтау рассматриваемые отложения выделяются в так называемую семейтаускую свиту и сложены базальтами, ортофирами, фельзовитрофирами, липаритами, вулканическими стеклами, кластолавами липаритовых витрофиров, плагиолипаритами, туффитами, туффито-песчаниками, туфобрекчиями, трахитами, кварцево-полевошпатовыми порфирами, базальтовыми порфиритами, трахиандезитами и другими породами.

Параллелизуемый с семейтауской свитой комплекс вулканогенных образований, слагающих горы Ак-Тюбе близ слияния р. Курчум с Иртышом, представлен туфами и эффузивами среднего, кислого и субщелочного состава — андезитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, ортофирами и их пирокластическими аналогами.

---

* Ранее на геологических картах Калбы показывались большие площади распространения пермских эффузивов, однако детальными исследованиями было доказано, что большинство этих покровов являются по возрасту средне-позднекаменноугольными и должны быть включены в состав майтюбинской серии.

В Кендерлыкской мульде на породах акколканской свиты согласно залегает толща переслаивания желтовато-зеленоватых и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями известковистых песчаников, содержащих многочисленные отпечатки пелеципод. Комплекс фауны и флоры позволяет относить эти отложения к верхней перми, возможно, к нижнему триасу.

СТАДИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Зайсанская геосинклинальная система сформировалась на гетерогенном основании, пережившим на большей части ее территории каледонский цикл развития. Только во внутренних Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зонах каледонское складчатое основание не известно, а наличие выходов метаморфических пород древнего облика позволяет говорить о более древнем возрасте основания этих зон. Следовательно, для внешних зон Зайсанской складчатой системы характерно полициклическое развитие, а для внутренних (с известной долей вероятности) — моноцикличе-ское (в палеозое). Гетерогенность фундамента выражена различиями в возрасте и составе слагающих его пород, в степени их метаморфизма, и, наконец, подчеркивается разновременным началом заложения герцинских геосинклинальных прогибов. В Западно-Калбинской зоне несомненно более раннее, по сравнению с другими зонами, начало герцинского геосинклинального цикла (по крайней мере лудлова), что свидетельствует о более раннем в этой зоне заложении геосинклинального прогиба (см. рис. 7). Метаморфические породы, обнажающиеся в небольших тектонических блоках, в Чарском горсте, возможно, представляют собой остатки древнего основания.

В Калба-Нарымской зоне, судя по данным, полученным в Иртышской зоне смятия, комплекс пород, слагающих основание, представлен кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, подвергшейся позже процессам диафтореза. Сами кристаллические сланцы — амфиболиты и гнейсы возникли, видимо, по осадочно-вулканогенным породам. Начало герцинского цикла в этой зоне относится к эйфельскому веку. В Южно-Алтайской зоне комплекс пород, слагающих основание, представлен дислоцированными песчано-сланцевыми и известково-сланцевыми отложениями ордовика — нижнего силура. Герцинский цикл в этой зоне начинается с нижнего девона. В Рудно-Алтайской зоне фундамент представлен метаморфизованными до фации зеленых сланцев песчано-сланцевыми и карбонатно-терригенными отложениями условно кембро-ордовика, прорванными додевонскими гранитоидами. Герцинское осадконакопление начинается здесь в эйфельское время.

В Жарма-Саурской зоне комплекс пород, слагающих основание, видимо, сложен дислоцированными осадочно-вулканогенными образованиями кембрийского, ордовикского и силурийского (включая лудлов) возраста, причем в составе лудловских толщ среди эффузивов преобладают породы средней основности. Герцинский цикл осадконакопления начался здесь с живетского века.

Из вышеизложенного видно, что Зайсанская геосинклиналь сформировалась не сразу на всей территории рассматриваемой складчатой области. Первоначально в лудловском веке (см. рис. 7) она существовала лишь в виде узкого унаследованного геосинклинального прогиба Западной

Калбы. Позже площадь геосинклинали расширилась за счет последовательного вовлечения в нее вдоль глубинных разломов новых участков геоантиклинальных поднятий, сначала в раннем девоне Южно-Алтайской зоны, позже — в эйфельском веке Рудно-Алтайской и Калба-Нарымской зон (см. рис. 6), а еще позднее — в живетском веке — Жарма-Саурской зоны (см. рис. 7). В формировании Зайсанской геосинклинали можно выделить три главные стадии развития, из них первые две (ранняя и средняя) соответствуют среднепалеозойскому структурному ярусу, а третья (поздняя) — верхнепалеозойскому структурному ярусу. Если между средней и поздней стадиями повсеместно наблюдается поверхность несогласия, то между отложениями ранней и средней стадий инверсия тектонического режима сопровождалась перерывом в осадконакоплении не повсеместно; в зонах устойчивого прогибания переход из одной стадии в другую происходил без перерыва.

Ранняя стадия дифференцированного прогибания характеризовалась преобладанием нисходящих движений и прогрессирующим расширением геосинклинали и проявлением начального магматизма (базальтового и кварц-кератофирового). Живетско-франское время явилось кульминационным моментом расширения геосинклинали (см. рис. 7). Более она уже не увеличивалась, а, наоборот, с фаменского века (см. рис. 8) стала сокращаться в объеме за счет консолидации отдельных ее частей. Первые складчатые движения имели место на ее северо-восточной окраине даже раньше, в живетский век, но они не повлияли существенно на общий ход тектонического развития геосинклинальной системы в целом.

Смена ранней стадии прогрессирующего погружения средней стадией дифференциальных движений (сменой нисходящих движений на преобладающие восходящие) началась в позднем девоне, на границе франского и фаменского веков. Выразилось это в возвышении внутренних и краевых поднятий (см. рис. 8—9), в окраинных зонах. Во внутренних зонах инверсия режима произошла несколько позже, в турнейское время (в Западно-Калбинской зоне) и визейское время (в Калба-Нарымской зоне). Таким образом, инверсия тектонического режима и смена ранней стадии средней продолжалась от начала фамена до нижнего визе включительно; а в одной из подзон Рудно-Алтайской зоны (Лениногорско-Зырянской) внутристадийные движения привели к таким изменениям, что началом средней стадии здесь можно было бы считать живетский век. К образованиям ранней стадии нами относятся формации осадочных пород — карбонатно-песчаниково-сланцевая, аспидная и формации вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород — карбонатно-кремнисто-диабазовая, кремнисто-андезито-диабазовая, кварц-кератофировая.

Средняя, или переходная, стадия характеризовалась дифференцированными разнонаправленными вертикальными движениями (см. рис. 8—10), образованием прогибов второй генерации, разделенных часто внутренними поднятиями. Смена нисходящих движений на преобладающе восходящие происходила прерывисто, были кратковременные ингрессии, а в турне даже трансгрессии, но в целом происходило сокращение геосинклинальных бассейнов, а затем в конце стадии и полное их осушение. Средней стадии характерно накопление ритмичных разнозернистых осадков и проявление порфиритового вулканизма (андезитового, андезито-дацитового состава) в островных условиях (во внешних зонах), на сокращенной площади по сравнению с вулканизмом ранней стадии. Характерной особенностью

Зайсанской геосинклинальной системы является повторное проявление в конце средней стадии в зонах вулканического типа базальтового магматизма, связанного с зонами глубинных разломов. Средняя стадия завершилась в намюре и среднем карбоне (несколько смещаясь во времени и пространстве) главной складчатостью, сопровождавшейся проявлением интрузивного магматизма. Средняя стадия подразделяется на две подстадии, причем вторая из них (см. рис. 10—11) соответствует времени наиболее резкого сокращения площади геосинклинального бассейна, но характеризуется тем не менее накоплением в оставшихся подвижных участках мощных осадков и проявлением подводного вулканизма основного состава. Со средней стадией развития связано образование трех типов осадочных формаций и двух вулканогенных, формировавшихся на различных территориях.

Первый тип осадочных формаций, представленный флишевой формацией и флишоидной сланцево-песчаниковой и туффитовой субформациями, соответствует раннему периоду средней стадии развития, характеризовавшемуся наиболее активными и разнонаправленными движениями и широким их проявлением.

Второй, существенно известковистый тип осадочных формаций, представлен известковисто-сланцевой и известково-кремнисто-песчаниковой формациями. Из них первая развита на северо-восточной окраине складчатой системы и принадлежит позднему (второму) периоду средней стадии развития, характеризовавшемуся затуханием тектонической активности. Вторая из известковистых формаций накоплялась в краевых прогибах, образовавшихся в конце средней стадии на центральном поднятии (во внутренней эвгеосинклинальной зоне).

Третий тип осадочной формации представляет морская молассовая формация, накапливавшаяся во вторую подстадию (в течение позднего намюра и среднего карбона) в тех же структурах, где перед этим образовалась известняково-кремнисто-песчаниковая формация. По такому же принципу подразделяются и вулканогенные формации; к первому формационному типу принадлежат островные базальто-андезитовая и андезито-дацитовая формации, а ко второму — известняково-кремнисто-базальтовая и приразломная андезито-базальтовая формации.

Для ранней подстадии окраинных зон характерно накопление преимущественно полимиктовых, главным образом грубообломочных осадков, не содержащих известковистого материала, и проявление островного вулканизма существенно андезитового состава. Поздней подстадии этих зон свойственно накопление известковистых иногда тонкозернистых осадков и проявление подводного вулканизма основного состава.

Во внутренних зонах геосинклинальной системы средняя стадия наступила в поздневизейское время — позже, чем во внешних зонах; причем в эвгеосинклинальной Западно-Калбинской зоне известковистый тип формации начал накапливаться с самого начала средней стадии.

По признаку кремнистости известковистые формации делятся на две части: содержащие кремнистые породы в большом количестве и содержащие их в малом количестве (или без них). Первая (кремнистая) группа формаций распространена на западе геосинклинальной системы в Западно-Калбинской и Жарминской зонах, а вторая (безкремнистая) — на востоке в Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зонах. К первой группе относятся две формации, разделенные по признаку присутствия эффузивных пород

на известняково-кремнисто-песчаниковую и известняково-кремнисто-базальтовую.

Поздняя стадия наступила после проявления главной складчатости. Она характеризовалась господством восходящих движений, накоплением осадочных и вулканогенных образований преимущественно в наземных условиях. Отложения, соответствующие этой стадии, залегают на образованиях предыдущей стадии всюду резко несогласно, при этом они формировались не на всей территории структурной зоны или подзоны, а лишь в межгорных долинах и межгорных прогибах и впадинах.

После главной складчатости, завершившейся на большей части территории в намюре, а на меньшей части внутренних зон — в среднем карбоне, началось накопление молассовых формаций в наложенных прогибах в зонах ранней консолидации (см. рис. 13). В дальнейшем отложение моласс сменилось накоплением вулканогенных образований. Местами поздний этап начался сразу с накопления вулканогенных пород в наложенных депрессиях и грабен-синклиналях (Жарма-Саурская зона). Образование вулканогенных формаций происходило большей частью на отдельных участках межгорных прогибов, ограниченных широтными разломами, секущими структурную зону. Комплексы наземных вулканогенных образований повышенной щелочности андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава, в отличие от морских вулканогенных формаций ранних и средних стадий, распространены только на ограниченных площадях межгорных впадин вблизи единичных вулканических центров; однако мощность этих накоплений составляет еще значительную величину (от 1,5 до 2,5 *км*). Они развиты преимущественно в структурных зонах, которые и в собственно геосинклинальном этапе характеризовались проявлением вулканических процессов: Рудно-Алтайской, Западно-Калбинской и Жарма-Саурской (см. рис. 4).

В Западно-Калбинской зоне вулканогенные толщи переслаиваются с континентальными осадочными образованиями и составляют красноцветно-молассовую — трахиандезитовую формацию. В Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской зонах рассматриваемые формации представлены преимущественно вулканогенными породами, принадлежащими в первом случае к андезит-трахидацитовой формации, а в другом — трахиандезитовой формации. В позднюю стадию резко возрастает роль гранитного магматизма в зонах миогеосинклинального типа, умеренно кислых гранитоидов, гипербазитов и гипабиссальных интрузий в эвгеосинклинальных зонах и зонах наложенных вулканических геосинклинальных прогибов. Завершилась поздняя стадия в разных структурных зонах в разное время, раньше всего в Жарма-Саурской зоне (в среднем карбоне), позже в Западно-Калбинской зоне (в позднем карбоне), еще позже в Рудно-Алтайской зоне (к началу перми). Смена поздней стадии этапом новой активизации (постконсолидационной активизации) была нерезкой, устанавливается более или менее четко лишь в Сауре (Жарма-Саурской зоне), где накопление наземных моласс и вулканогенных образований типичных для поздней стадии в позднем карбоне и ранней перми сменяется во времени континентально-лагунными отложениями, сопровождающимися накоплением вулканогенных образований, характерных для субплатформенных условий. В последующем этапе отложение лагунных образований сменяется в поздней перми и триасе снова накоплением угленосных наземных моласс.

Этап постконсолидационной активизации, в отличие от стадий предыдущего этапа развития проявился лишь в юго-западной части Зайсанского подвижного пояса — в Жарма-Саурской зоне и отчасти в Западно-Калбинской зоне, где установлены вулканогенные породы, являющиеся формационными аналогами эффузивных образований Жарма-Саурской зоны, отнесенных нами по последовательности осадочных комплексов к рассматриваемому этапу. В Жарма-Саурской зоне эти эффузивы синхронны континентально-лагунным отложениям. К этапу постконсолидационной активизации относятся комплексы осадочных пород — лимнический угленосный (лагунный угленосный), угленосный молассовый (вторая моласса) и комплексы вулканогенных пород — трахибазальтово-трахилипаритовый, эссексит-диабазовый.

ФОРМАЦИИ РАННЕЙ СТАДИИ

КАРБОНАТНО-ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Карбонатно-песчано-сланцевая формация объединяет комплекс осадочных обломочных и карбонатных (органогенных и хемогенных) пород, слагающих самые низы разреза геосинклинальных отложений Южно-Алтайской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон (см. рис. 3). Формация охватывает толщи, имеющие силурийский, раннедевонский и среднедевонский возраст.

Южно-Алтайская зона. Осадочный комплекс, отнесенный к карбонатно-песчано-сланцевой формации, обнажается в Байбердинской и Холзунско-Сарымсактинской подзонах. Возрастной интервал этих образований ограничен ранним отделом девона и первой половиной эйфельского яруса среднего отдела девона.

В Байбердинской подзоне в районе хр. Сарымсакты наиболее полный и типичный разрез, характеризующий карбонатно-песчано-сланцевую формацию, расположен на левом борту р. Сарымсакты. Нижняя часть разреза сложена преимущественно обломочными породами: тонкозернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами (мощность 300 *м*), сменяющимися выше пачкой алевролитов мощностью 200 *м*. Выше горизонта обломочных пород в разрезе преобладают карбонатные породы (рис. 12). Здесь отмечается переслаивание известняков, мраморизованных известняков, песчанистых известняков, глинистых известняков между собой и с известковистыми песчаниками, известковистыми сланцами и алевролитами. В самых верхах толщи присутствуют прослои основных эффузивов общей мощностью 150 *м*. Общая мощность разреза составляет 1663 *м*.

Карбонатные породы в данном разрезе составляют 37%, за ними следуют песчаники — 31% и алевролиты — 20%. В небольшом количестве отмечаются вулканогенные породы — диабазовые порфириты и их туфы и кислые эффузивы — 12%. Песчаники имеют господствующее развитие в нижней половине приведенного разреза. Среди песчаников широко распространены известковистые разности. Верхняя половина разреза характеризуется преобладанием известняков, залегающих в виде линз, мощность которых колеблется от первых метров до 100 *м*, а длина по простиранию изменяется от нескольких десятков до многих сотен метров. Среди известняков, судя по находкам в них палеонтологических остатков, преобладают

органогенные разности. Мощные пласты и линзы известняков, как правило, сложены чистыми белыми сахаровидными кальцитовидными разностями без участия терригенного материала. Тонкие прослои известняков обычно содержат в большей или меньшей степени примесь глинистого или песчаного материала; количество кальцита в них достигает 20—45%; помимо кальцита нередко отмечается доломит в количестве 1—3% (по данным термического анализа). Породы эти имеют обычно темно-серый, почти черный

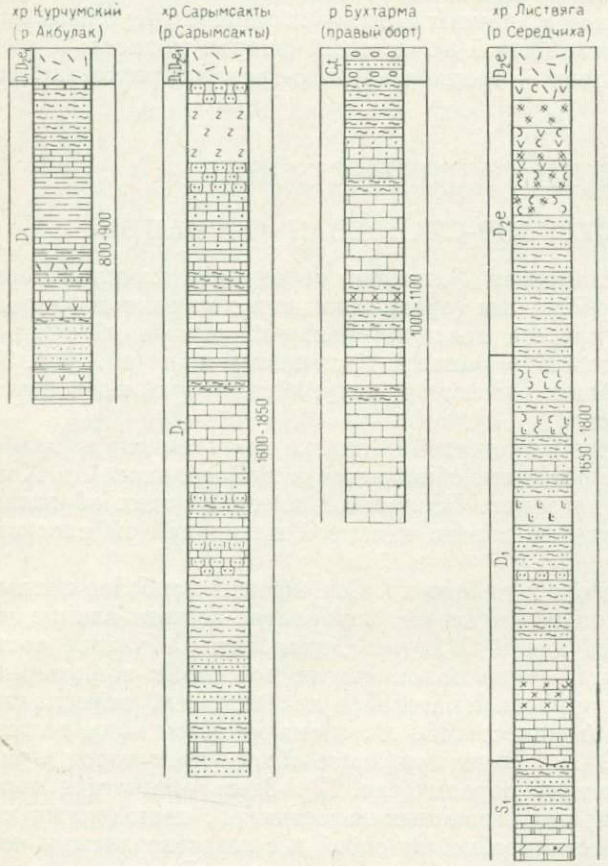


Рис. 12. Разрезы карбонатно-песчано-сланцевой формации Южно-Алтайской зоны (по данным Д. П. Аврова). Условные обозначения см. рис. 3

цвет; чаще, чем в чистых кальцитовых известняках, отмечается пиритизация. От песчанистых и глинистых известняков имеются все переходы к известковистым песчаникам и известковистым сланцам, количество кальцита в которых не превышает 15—20%.

В восточном, юго-восточном направлении в разрезе рассматриваемой формации уменьшается количество карбонатных пород и происходит увеличение терригенного материала. Так, в верховьях р. Тарбагатай, по данным Н. П. Иванова, в нем преобладают сланцы — 40%, песчаники составляют — 30%, известняки — 22% и кислые эффузивы — 8%.

В Курчумском хребте, по р. Акбулак (см. рис. 12) количество известняков, преобразованных здесь в мраморы, убывает до 10,5%, примерно в таком же количестве присутствуют в разрезе кварц-полевошпатовые пес-

чаники. Преобладают здесь над другими породами алевролиты и микрокристаллические, хлоритовые и хлорит-серицитовые, сланцы, образовавшиеся по глинисто-известковистым породам.

К северо-западу от хр. Сарымсакты, на северном борту Бухтарминско-Нарымской впадины, на правобережье р. Бухтармы, по р. Белой и хр. Малая Листвяга в карбонатно-песчано-сланцевой формации значительно возрастает роль карбонатных пород, представленных здесь главным образом массивными рифогенными известняками. Массив известняков протягивается на 30 *км* от урочища Сары-Булак на левом берегу р. Бухтармы к горе Листвяжная; ширина выхода его вкрест простирания по р. Белой достигает 3,5 *км*. В скальных выходах этих известняков, по рр. Бухтарма, Белая и Околеиха, массивные белые мраморизованные известняки, лишенные органических остатков, чередуются с известняками толстослоистыми серыми, рыжевато-серыми и известняками светло-серыми слабомраморизованными. В последних обычно присутствуют обильные остатки нижнедевонских, либо эйфельских колониальных и одиночных кораллов и криноидей. Среди мраморизованных известняков отмечаются прослои до 10 *м* глинистых и известково-глинистых сланцев.

В пределах массива известняков помимо тонких прослоев обломочных пород отмечаются линзы известковистых песчаников мощностью до 200 *м* и алевролитов, представляющих, по-видимому, межрифовые фации. Рифовый массив, судя по определению ископаемых остатков, имеет раннедевонский — эйфельский возраст. Перекрыты известняки алевролитами тонкослоистыми полосчатыми с прослоями песчаников и криноидных известняков. Мощность прослоев различных пород составляет от 5 до 25 *см*. Цвет их меняется от серого до зеленовато- и рыжевато-серого. Мощность алевролитовой пачки 400 *м*.

Отложения карбонатно-песчано-сланцевой формации, обнажающиеся севернее Нарымо-Бухтарминской впадины, характеризуются следующими особенностями: 1) примерно равным соотношением карбонатных и осадочных пород; 2) приуроченностью известняков к основанию рассматриваемой формации и их рифогенным происхождением; 3) наличием среди рифовых известняков слабо доломитизированных разностей с содержанием доломита до 5%; 4) приуроченностью доломитизированных известняков к основанию рифового массива; 5) отсутствием либо очень незначительным количеством обломочных примесей в большей части известняков; 6) почти полным отсутствием в разрезе вулканогенных образований.

К северу от горы Листвяжной в разрезе рассматриваемой формации снова начинают преобладать обломочные породы. Здесь 20% карбонатно-песчано-сланцевой формации составляют известняки, 75% приходится на песчанистые и известковистые алевролиты и около 5% на мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники и андезитовые порфириты.

Образования карбонатно-песчано-сланцевой формации в Холзунско-Сарымсактинской подзоне присутствуют в ядре Беркут-Аульской антиклинали в хр. Сарымсакты, в Нарымо-Бухтарминской впадине у пос. Согорное и прослежены далее вдоль р. Бухтармы от с. Печи до с. Язовая. Разрез хр. Сарымсакты начинается песчано-сланцевой толщей. Мощность этой толщи достигает здесь 500—600 *м*.

У пос. Согорное на ней налегает существенно карбонатная толща. Она сложена в нижней части массивными рифовыми известняками. В ее верхней части наряду с известняками наблюдаются прослои алевролитов

и известковистых сланцев. Рифовые известняки, развитые в основании толщи, имеют мощность до 100 *м*. Известняки серого, местами темно-серого цвета, массивные, реже неяснослоистые мелкозернистые мраморизованные, пронизанные густой сеткой тонких (1—10 *мм*) ветвящихся прожилков кальцита. При выветривании дают крупнокусковатую угловатую щебенку. В известняках встречается до 10—15% примеси зерен кварца. При приближении к верхнему контакту рифового массива известняки светлеют, становясь светло-коричневато-серыми. В известняках появляется некоторая слабо выраженная слоистость. С перекрывающими риф известняками верхний контакт достаточно резкий, имеет пологоволнистую поверхность, причем перекрывающие слоистые известняки облекают неровности поверхности рифового массива. В рифовых известняках собрана фауна колониальных и одиночных кораллов. Встречаются также членики криноидей. Характерно, что фауна встречается не по всему разрезу, а образует в нем линзовидные прослои — банки мощностью до 20—25 *см*, залегающие среди «пустых» мелкозернистых массивных разностей. В известняках наблюдается слабо выраженная пологая волнистость, в сколе напоминающая волнистость водорослевых известняков. Известняки мелкозернистые (0,1—0,5 *мм*), содержат небольшую (5—10%) примесь терригенного материала, представленного зернами кварца. Мощность толщи 320 *м*.

На левобережье р. Бухтармы у с. Печи нижняя часть карбонатной толщи мощностью 350 *м* представлена массивными светло-серыми известняками, содержащими редкие прослойки тонкоплитчатых известняков, глинистых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. В верхней части толщи мощностью 550 *м* известняки коралловые и криноидные коричневато-серые плитчатые до тонкоплитчатых, тонкослоистые, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками, глинистыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

Далее по правобережью р. Бухтармы, северо-западнее р. Коробихи, видимая часть разреза карбонатно-песчано-сланцевой формации представлена пачкой темно-серых почти черных листоватых известковистых сланцев мощностью 180 *м*. Выше залегают известняки кристаллические тонкослоистые светло-серые. Среди известняков отмечаются очень тонкие прослои зеленоватых карбонатно-серицитовых сланцев. Мощность толщи 1400 *м*.

Далее на северо-запад эти отложения устанавливаются по р. Черневой и хр. Холзун. По данным Д. Г. Ажгирея и В. В. Коробова, разрез рассматриваемой формации в бассейне р. Черневой представлен преимущественно обломочными породами. В нижней части разреза выделяется толща алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев зеленовато-серого, темно-серого и серого цвета, тонко переслаивающихся между собой через 3—5 *м*. Мощность толщи 400 *м*.

Выше залегает существенно песчаниковая толща. Песчаники от мелкозернистых до грубозернистых, представлены известковистыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми разностями. Они часто переслаиваются с алевролитами; местами содержат отдельные прослои туфогенных песчаников и туфо-гравелитов. Истинная мощность комплекса пород выделяемого здесь в карбонатно-сланцево-песчаниковую формацию определена в 1300—1500 *м*. Нужно заметить, что известковистые породы в нем имеют подчиненное значение. Роль их вновь несколько возрастает на правобережье р. Хамир, где в верховьях р. Тегерек отмечается переслаивание

песчанистых известняков серых и светло-серых (мощность по 10—15 *м*) с известковистыми и кремнисто-известковистыми алевролитами темно-серого цвета (мощностью до 75 *м*). Комплекс пород карбонатно-песчано-сланцевой формации замещается здесь по простиранию вулканогенными образованиями, относимыми к кварц-кератофировой формации.

Алевролиты имеют алевритовую, а рассланцованные разности — лепидогранобластовую структуру. Зерна размером 0,05—0,1 *мм* представлены альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Цемент кварц-серицит-хлоритовый, кремнисто-кварцевый и кремнистый. Известковистые песчаники и алевролиты отличаются от описанных пород неравномернозернистой алеврито-псаммитовой и алевритовой структурой и наличием карбоната.

Глинисто-кремнистые сланцы имеют бластопелитовую структуру и состоят из кремнистого вещества, единичных зерен кварца, пелитового вещества, чешуек хлорита и серицита. Для сланцев характерна частичная перекристаллизация, выраженная в наличии мозаичных агрегатов кварца; для остальных — пиритизация.

Калба-Нарымская зона. Карбонатно-песчано-сланцевая формация в Восточно-Калбинской зоне имеет более высокий стратиграфический уровень по сравнению с таковой в Южно-Алтайской зоне. К этой формации в Калба-Нарымской зоне отнесены среднедевонские образования эйфельского яруса — пугачевская свита и отложения живетского яруса — кыставкурчумская свита. Следует отметить, что рассматриваемые отложения эйфельского и живетского ярусов сходны по своему минеральному составу и внешнему облику. Это свидетельствует об их несомненной принадлежности к единой формации, но вместе с тем создает значительные трудности при расчленении этих толщ на самостоятельные стратиграфические единицы.

В Курчумском хребте карбонатно-песчано-сланцевая формация образует две полосы выходов, разделенных Курчумским горстом, сложенным кристаллическими сланцами. Северо-восточная полоса прослеживается от с. Николаевка, далее на северо-запад, пересекая верхнее течение р. Кальджир, затем р. Курчум у с. Пугачево и переходит на северо-западный склон Нарымского хребта. На участке от р. Нарым до р. Серебрянки эти отложения прорваны гранитной интрузией и сохранились лишь на незначительных участках. Еще северо-западнее отложения среднего девона прослеживаются в виде двух полос (первая — вдоль Иртышского глубинного разлома и вторая — до водораздельной части Нарымского хребта, где она прорывается выходами гранитов). Вследствие тектонических взаимоотношений отложений девона с кристаллическими сланцами, а также интенсивного метаморфизма самих девонских отложений трудно составить представление об истинной последовательности толщ, характеризующих всю формацию в целом, тем более, что отдельные части ее обнажаются на пространственно разобщенных участках.

Рассмотрим разрез, характеризующий описываемую формацию; составлен он путем сложения отдельных его частей, положение которых относительно друг друга устанавливается не путем выявления прямых взаимоотношений, а на основании палеонтологических находок или косвенных геологических данных.

В строении нижней части разреза (мощностью 500 *м*) принимают участие песчаники полимиктовые и известковистые мелкозернистые зеленые,

чередующиеся с глинисто-известковистыми хлоритизированными сланцами и с прослоями лиловых алевролитов. Прослои сланцев и алевролитов достигают 3—7 *м* мощности. Среди песчано-сланцевых пород отмечаются отдельные прослои серых и темно-серых песчанистых известняков 15—20 *м* мощности. Эта толща, обнажающаяся в районе с. Пугачево, занимает наиболее низкое стратиграфическое положение среди палеонтологически охарактеризованных образований данной формации. Выше по разрезу состав отложений становится более пестрым. Разрез начинается пачкой (мощностью 230 *м*) мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, причем мощность отдельных прослоев измеряется от нескольких сантиметров до 3—5 *м*; выше залегает существенно известняковая пачка (260 *м*), состоящая из двух известняковых слоев, разделенных прослоем в 90 *м* известковистых сланцев и алевролитов; на известняковую пачку ложится существенно конгломератовая пачка общей мощностью 475 *м* (внутри конгломератовой пачки выделяются прослои в 25 и 70 *м* известковистых песчаников и известняков). Выше конгломератов выделяется горизонт (230 *м*) мраморизованных известняков с фауной кораллов. Далее по разрезу следует переслаивание мелкозернистых песчаников с серыми алевролитами и темно-серыми глинистыми сланцами (525 *м*). Разрез венчается пачкой алевролитов (115 *м*), содержащих отдельные прослои тонкозернистых зеленых песчаников.

Характер описываемой толщи, с некоторым обогащением на отдельных участках вулканогенным материалом, сохраняется по простиранию этой толщи в верховьях рек Орто и Чет-Теректы и в бассейне среднего течения р. Кальджир. Примерно такое же строение имеют рассматриваемые верхнеэйфельские образования в пределах юго-западной полосы выходов формации. В разрезе горы Бокай по правобережью р. Бала-Кальджир они характеризуются чередованием известковистых песчаников и алевролитов с линзами конгломератов и известняков, столь характерных для этой толщи. Мощность линз известняков и конгломератов не превышает 3—7 *м*, в отличие от аналогичных образований северо-восточной полосы, где мощность их достигает сотен метров.

Верхнюю часть разреза карбонатно-песчано-сланцевой формации образуют отложения живетского яруса, которые согласно сменяют рассмотренные эйфельские образования. Они наиболее полно представлены на западных склонах Курчумского хребта, где, по данным Р. К. Григайтис и А. Х. Кагарманова, выше эйфельских образований залегает толща переслаивания: глинисто-кремнистых «пятнистых» и глинистых зеленовато-серых алевролитов и известковистых алевролитов, чередующихся с серыми и темно-серыми алевролитами, песчаниками и известковистыми песчаниками, среди которых отмечаются единичные прослои известняков. Песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые и темно-серые алевролиты с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов слагают верхний существенно песчаниковый горизонт. В нижней части этой толщи отмечаются линзы известняков с остатками кораллов. Мощность толщи 1500 *м*.

Суммарная мощность отложений в приведенных разрезах достигает 4000 *м*.

В литологическом составе комплекса описываемой формации преобладают тонкообломочные породы — песчаники и алевролиты, они составляют примерно 75% ее объема; 25—30% из них представлены известковистыми

разностями. Эти породы тонко переслаиваются между собой. Мощность отдельных слойков колеблется от 1—2 до 10—15 *см*, реже до 1—2 *м*. Цвет пород обычно зеленый, зеленовато- и буровато-серый. Среди алевролитов отмечаются темно-серые и черные разности. Темные алевролиты более типичны для второй, верхней половины разреза формации.

Наиболее широко распространенные среди образований карбонатно-сланцевой формации Калба-Нарымской зоны зеленые мелкозернистые существенно кварцевые слабо известковистые песчаники и песчанистые алевролиты имеют алевро-псаммитовую структуру. Породы эти состоят из мелких обломков кварца и полевого шпата. Сортировка и окатанность обломков обычно хорошая. Из акцессориев встречаются зерна циркона и турмалин. Цемент в этих породах кремнисто-известковистый или известково-хлоритовый.

Грубообломочные породы, конгломераты и гравелиты присутствуют в количестве 7—8%. Обладают они крупногалечной структурой, размер галек достигает 5—6 *см*, окатанность галек хорошая. Галька представлена песчаниками, алевролитами, реже известняками и плагиогранитами; сцементирована галька песчаным материалом.

Известняки занимают 10—12% общего объема формации. Встречаются они более или менее равномерно по всему разрезу в виде небольших (10—25 *м* мощности) линзовидных прослоев. Исключение составляют линзы рифовых известняков, расположенные восточнее пос. Николаевка, которые достигают 250—300 *м* мощности и протягиваются на много километров по простиранию. Известняки имеют темно-серый, серый и светло-серый цвет (последний характерен и для мраморизованных разностей); они обладают равномерно- или неравномернозернистой гранобластовой структурой. Песчанистые примеси в них редки. Известняки обычно являются органогенными.

Кислые эффузивы и их туфы составляют 5—6% рассматриваемого комплекса отложений, являясь по существу чужеродным элементом в ней. Приурочены они к средней части разреза формации, являющейся наиболее пестрой по составу. Установлены они к северо-западу от перевала Мраморный и в районе горы Бокай.

На правобережье р. Иртыша, между поселками Ново-Никольское — Черемшанка, к карбонатно-песчано-сланцевой формации могут быть отнесены кристаллические сланцы и гнейсы. На правом берегу р. Иртыша, выше с. Серебрянка, где породы менее метаморфизованы, отмечается переслаивание кварц-хлоритовых сланцев, метаморфизованных алевролитов и песчаников, содержащих линзы известняков.

Примерно такой же характер переслаивания устанавливается для нижней части разреза карбонатно-песчано-сланцевой формации в районе г. Усть-Каменогорска. К верхам рассматриваемой формации могут быть отнесены образования, которые Э. Г. Моисеевой отождествляются с отложениями живетского яруса (кыставкурчумской свитой). Вдоль долины р. Жельды-Узек отмечается переслаивание темно-серых тонкослоистых алевролитов с прослоями серо-зеленых и зеленовато-серых тонко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Среди этих пород присутствуют линзы (до 1 *м* мощности) серых мраморизованных известняков, темно-серых кремнистых сланцев и светло-серых известняковистых песчаников. Примерно такой же характер переслаивания сохраняется в разрезе

по левому склону долины р. Гусельничиха, где породы в значительной степени ороговикованы.

К северо-западу от г. Усть-Каменогорска, главным образом по данным бурения, в пределах Иртышской зоны смятия установлено широкое распространение серо-зеленых кремнисто-глинистых, известково-глинистых алевролитов, а в районе р. Комарихи — песчаников и линз известняков, часто превращенных в хлорит-кварцевые, кварц-биотит-хлоритовые и т. п. метаморфические сланцы. Эти образования также могут быть отнесены к карбонатно-сланцевой формации.

Западно-Калбинская зона. К карбонатно-песчано-сланцевой формации в Западно-Калбинской зоне отнесены верхнесилурийские (лудловские) отложения. Обнажены они лишь в трех небольших изолированных выходах в Чарской подзоне Западно-Калбинской зоны, где представлены органогенными известняками, алевролитами, песчаниками и кремнистыми сланцами. В наиболее крупном выходе близ оз. Арасан наблюдается переслаивание серых массивных слоистых известняков, реже песчанистых известняков с песчаниками и алевролитами, известковистыми алевролитами и редкими прослойками кремнистых сланцев. Общая мощность отложений по разрезу составляет 480 *м*. В известняках содержится фауна брахиопод и кораллов. И. К. Синдиным на 45 *км* шоссе Георгиевка — Зайсан в лудловских отложениях среди обломочных и карбонатных пород установлены прослои яшм. Мощность разреза здесь достигает 570 *м*.

Общий характер переслаивания тонкообломочных и карбонатных пород в рассматриваемых отложениях позволяет поставить их в один ряд с образованиями карбонатно-песчано-сланцевой формации Южно-Алтайской и Калба-Нарымской зон. Вместе с тем очевидна близость выделяемых в рассматриваемую формацию образований в Западно-Калбинской зоне к распространенным здесь образованиям вышезалегающей карбонатно-кремнисто-диабазовой формации.

Материалы, полученные на основании данных полуколичественного спектрального анализа различных пород формации, позволяют установить только самый общий характер распределения малых элементов в этих породах. По результатам анализов видно, что в перечисленных разностях пород Южно-Алтайской зоны постоянно содержится примерно равное количество Pb и Ni. Свинец присутствует главным образом в количестве от следов до 0,0003%, никель — от 0,001 до 0,003%. Медь содержится примерно в двадцати процентах анализированных образцов в количестве сотых долей процента. Спорадически в пробах отмечается кобальт и цинк. Молибден, олово и хром практически отсутствуют.

В песчаниках той же формации в Восточно-Калбинской зоне во всех пробах присутствует медь, количество которой достигает тысячных и сотых долей процента.Остальные элементы присутствуют в сопоставимых количествах. По единичным анализам карбонатных пород формации, произведенным в лабораториях ВИТР и ВИРГ, на большое количество элементов установлены, кроме того, повышенные концентрации: Ti от 0,01 до 0,3%, Mn до 0,6—2%, Sr до 2%, Ba до 0,1—3%. Помимо перечисленных элементов часто отмечается: P до 0,02%, Ga, Zr, Cr, редко обнаруживаются следы Li, As. Не установлены Sb, Bi, Nb, Ta, Te, Sc, Se.

По данным А. Р. Бутко, В. И. Тарасенко и Л. Г. Алексеева, отложения кыставкурчумской свиты, развитые к югу от г. Усть-Каменогорска, характеризуются присутствием следующих элементов (средние данные по

75 пробам): V — 0,006—0,01%; Co — 0,004—0,005%; Cr — следы, Sn — следы. В размерах тысячных долей процента присутствует Cu, Ni, Ga, Zr. Сравнивая эти данные с приведенной выше характеристикой для карбонатно-песчано-сланцевой формации Южно-Алтайской зоны, приходим к выводу, что геохимический фон для данной формации сохраняется и в Восточно-Калбинской зоне. Влияние литологического состава рассматриваемой формации на размещение полезных ископаемых заключается в том, что известняки в пределах хр. Сарымсакты в Южно-Алтайской зоне включают значительное количество мелких точек рудопроявлений свинца, а песчано-сланцевые образования этой формации в Калба-Нарымской зоне заключают рудопроявления меди и золота. В пределах Иртышской зоны смятия, в породах рассматриваемой формации расположено Денисовское полиметаллическое рудопроявление. Перечисленные рудопроявления обычно пространственно тяготеют к разрывным нарушениям, подчиняясь в то же время литологическому контролю. Наличие в составе карбонатно-песчано-сланцевой формации осадочных полезных ископаемых неизвестно, если не считать весьма значительных запасов известняков и железистых и марганцовистых осадков в Южно-Алтайской зоне.

Из общих особенностей строения карбонатно-песчано-сланцевой формации можно отметить следующие. Четких макроритмов в пределах данной формации не обнаружено. Для толщ, образованных переслаиванием песчаников, алевролитов и известняков, типична горизонтальная слоистость. Среди самих песчаников и алевролитов устанавливается тонкое, часто очень тонкое, ритмичное полосчатое переслаивание, вероятно отвечающее климатическим колебаниям, вызывавшим периодическую смену в размерности отлагавшегося материала. Косая слоистость для этой формации не типична. Накопление образований формации протекало в условиях длительного плавного прогибания морского бассейна, о чем свидетельствует значительная мощность и олигомиктовость обломочных пород, их тонкозернистость, хорошая окатанность и сортировка зерен. Ложе этого бассейна представляло депрессию, вытянутую в северо-западном направлении. Движение различных участков дна бассейна было дифференцировано друг относительно друга. Это отчетливо видно, в частности, по замещению как по простиранию, так и вкрест простирания обломочных толщ карбонатными рифогенными толщами в Южно-Алтайской и Калба-Нарымской зонах.

АСПИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Под аспидными формациями обычно понимаются «мощные и сравнительно однородные значительно метаморфизованные глинистые толщи» (Рухин, 1953), содержащие в своем составе слои разнообразных песчаников. В. Е. Хаин (1964), основываясь на определении Н. Б. Вассоевича (1951), к аспидной формации относит мощные толщи морских глинистых и песчано-глинистых осадков. И тот и другой подчеркивают, что аспидные формации образуются в стадию начального погружения геосинклинали.

Для аспидных формаций характерны большие мощности, сравнительно однородный преимущественно глинисто-сланцевый с участием песчаников состав, значительный метаморфизм, приводящий к образованию аспидных сланцев; накопление осадков происходило в морской среде на начальной стадии прогибания геосинклинали. Такому понятию аспидной формации в Зайсанской геосинклинальной системе ближе всего соответствуют две

палеозойские толщи: живетско-позднедевонская песчано-сланцевая толща Белоубинско-Маймырской подзоны Южно-Алтайской зоны (белоубинская свита) и черноцветная такырская свита условно позднедевонского — раннекаменноугольного возраста в Калбинской подзоне Калба-Нарымской зоны.

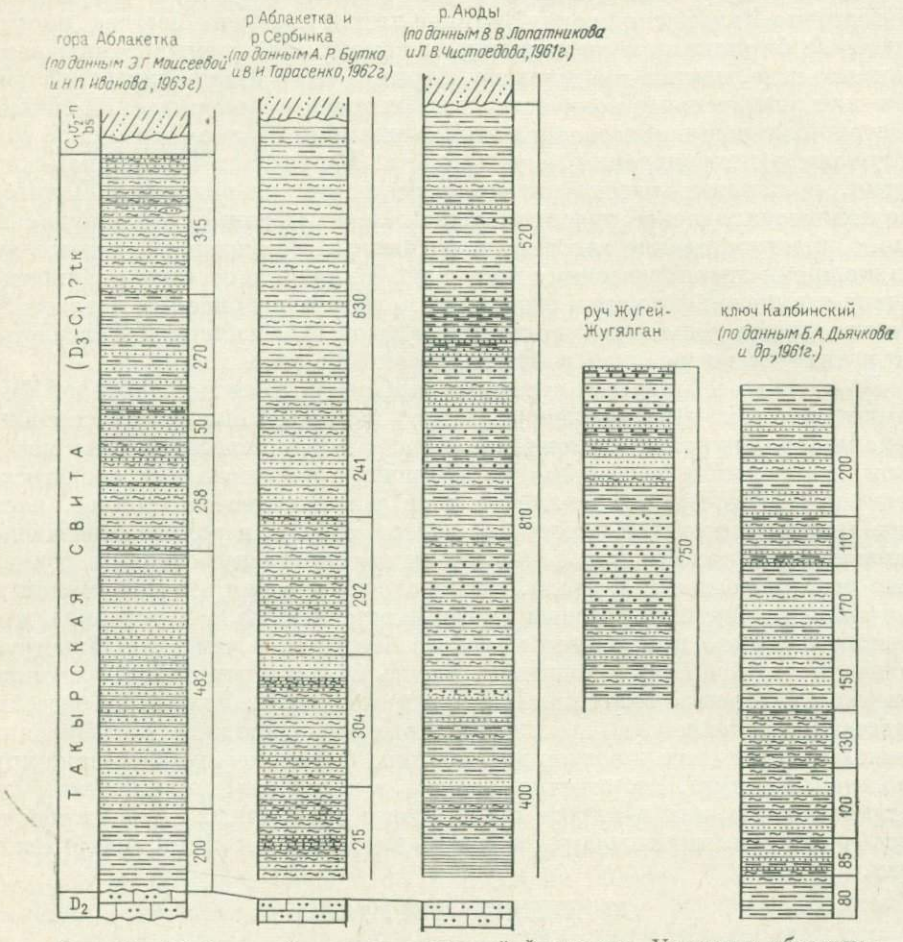


Рис. 13. Обобщенный разрез аспидной формации. Условные обозначения см. рис. 3

Южно-Алтайская зона. Относимая к аспидной формации в Южно-Алтайской зоне толща протягивается сравнительно узкой полосой северо-западного простирания от южных берегов оз. Маркаколь до устья р. Черной Убы. Строение этой толщи и ее границы хорошо выдерживаются на всем протяжении. Она подстилается морскими вулканогенными отложениями эйфеля и покрывается флишевой толщей. Таким образом, аспидная формация в Южно-Алтайской зоне заключена между кварц-кератофировой и флишевой формациями. Аспидная формация здесь представлена сравнительно монотонной толщей чередующихся глинистых сланцев и тонкообломочных песчаников и алевролитов. Обобщенный разрез формации представляется в следующем виде (рис. 13).

I. В основании формации повсеместно залегает пачка тонкослоистых пород, как правило, известковистых. Основную массу этих пород составляют тонкозернистые песчаники и алевролиты. В виде прослоев в них встречаются алеврито-глинистые сланцы. Состав пачки и характер слоистости слагающих ее пород по простиранию меняются. На юге, на северном берегу оз. Маркаколь, нижняя пачка представлена в основном песчаниками и алевролитами, причем песчаники составляют около 75% объема. Характерна значительная известковистость пород, выражающаяся не только в появлении известковистого цемента песчаников, но и отдельных маломощных линзовидных прослоев известняков. Несколько севернее, в хр. Сарымсакты, эта же пачка основания формации представлена почти исключительно песчаниками мелкозернистыми желтовато-серого цвета, иногда известковистыми, слоистыми. Интересно отметить присутствие отдельных серий пластов с косой или волнистой слоистостью, чередующихся с горизонтально-слоистыми сериями. Мощность пачки не менее 400 *м*. Песчаники содержат прослои алеврито-глинистых сланцев и алевролитов, как правило, рассланцованных, причем их мощности к верхам пачки увеличиваются и виден переход их к глинистым сланцам, столь обычным на юге в более высоких частях разреза формации. Здесь, так же как и в Курчумском хребте, в разрезе встречены прослои известняков, но еще меньшей мощности. Характерно для нижней пачки аспидной формации в хр. Сарымсакты присутствие в самых ее низах редких и маломощных горизонтов эффузивов кислого ряда кварц-порфирового состава. Наряду с редкими прослоями известняков появляются кислые эффузивы, что дает возможность предполагать постепенность перехода от аспидной формации к подстилающей кварц-кератофировой, в осадочных прослоях которой часто встречаются известняки.

Севернее Катонской впадины, где взаимоотношения аспидной и кварц-кератофировой формаций тектонические, признаков постепенного перехода нет. Это могло быть вызвано двумя причинами: или эта «переходная» часть срезана, или более резко изменились условия накопления. Однако и здесь сохраняется известковистость в нижней пачке.

В разрезе по р. Таловке, например, нижняя пачка представлена слоистыми известковистыми песчаниками серого и темно-серого цвета. Слоистость здесь горизонтальная, иногда очень тонкая, причем отдельные слойки не превышают 0,1 *см*, а иногда более толстая, измеряемая десятками сантиметров. Характер тонкой горизонтальной слоистости сохраняется и далее в разрезах по р. Бухтарме, на широте пос. Сенного. Здесь в самом основании формации залегают известковистые песчаники серого цвета, выше сменяемые алеврито-глинистыми сланцами серого и темно-серого цвета. На выветрелой поверхности хорошо видна тонкая слоистость этих пород. В них чередуются прослои алевритового состава мощностью до 1 *см* с глинистыми прослоями по 0,3—0,7 *см* мощностью. Выше этих тонкослоистых пород залегают более толстослоистые, где переслаиваются песчаники и сланцы, слагающие прослои в 1—3 *м*.

Северо-Западнее, по рр. Лаптихе, Столбоухе, Большой Речке и кл. Березовскому для нижней части аспидной формации также характерна карбонатность, причем некоторые исследователи (Д. Г. Ажгирей, В. А. Комар) эту часть формации, отличающуюся карбонатностью от средней ее части, выделяют в самостоятельную большереченскую свиту. В разрезах по названным рекам вновь представляется возможность проследить самые низы

формации, так как контакты с подстилающей вулканогенной толщей здесь стратиграфические. Местами в основании большереченской свиты Д. Г. Ажгирей указывает на наличие грубозернистых песчаников и линзовидных прослоев мелкогалечных конгломератов мощностью 5—6 *м*.

Разрез нижней части аспидной формации по кл. Березовскому, по данным Д. Г. Ажгирея и Д. П. Аврова, представлен в следующем виде (сверху вниз):

1. Мелкозернистые известковистые песчаники темно-серого цвета, переслаивающиеся с серыми с зеленоватым оттенком песчанистыми известняками, иногда содержащими остатки криноидей, и прослоями алевролитов . . . . . 50 *м*

2. Серые и темно-серые разнозернистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами; среди песчаников часто наблюдаются линзы мощностью от 0,1 до 2,5 *м* серых криноидных известняков. Мощности прослоев известковистых песчаников в этом переслаивании 0,05—3,0 *м*, алевролитов 0,01—2,0 *м*. Породы этой пачки косослоистые, носят следы оползневых деформаций (размерами в пределах первых сантиметров), мелкоскладчаты. В верхах пачки наблюдается увеличение количества алевролитов и аргиллитов . . . . . 350 *м*

3. Темно-серые алевролиты и сланцы с маломощными прослоями песчаников; в самых верхах пачки появляются единичные прослои среднезернистых песчаников . . . . . 100—150 *м*

Самые северные выходы аспидной формации в этой зоне подробно изучались Е. Д. Василевской по Мартынову ключу в Лениногорском районе. Здесь нижняя пачка представлена следующими породами (сверху вниз):

1. Песчаники среднезернистые серого цвета с включением мелкораспыленного углистого вещества . . . . . 1 *м*

2. Песчаники серого цвета мелкозернистые с линзами темно-серых алеврито-глинистых сланцев (толщина линз до 2 *см*, длина 10—15 *см*) . 0,65 *м*

3. Песчаники среднезернистые серые со слегка зеленоватым оттенком, также с включением углистого распыленного вещества . . . . . 0,55 *м*

4. Углистые алеврито-глинистые сланцы . . . . . 0,3 *м*

5. Чередующиеся серые песчаники (0,20 *м*) и темно-серые, почти черные углисто-глинистые сланцы, составляющие линзовидные прослои до 0,10 *м* мощностью, а чаще еще более тонкие линзы.

В этом разрезе как в песчаниках, так и в сланцах видна преимущественно четкая горизонтальная слоистость, однако некоторые прослои песчаников обладают очень мелкой пологой косой слоистостью. Нижние поверхности слоев песчаников иногда волнистые, но чаще ровные. Особенностью нижней части формации в этом разрезе является также отсутствие известковистости и появление распыленного углистого вещества. Мощность нижней пачки разреза формации неодинаковая. На юге и на севере она меньше — до 400 *м*, а в центральных частях зоны возрастает до 1000 *м* и вновь уменьшается на севере. Переход ее к средней части постепенный.

II. Средняя часть разреза формации также весьма неодинакова, недостаточно определенная по мощности. Объясняется это нечеткими ее границами за счет постепенности перехода как к нижней части формации, так и к ее верхам, поэтому не всегда ясно, в каких именно пределах считать ее среднюю часть. Несмотря на это, средняя часть формации отличается некоторыми специфическими признаками, позволяющими ее рассматривать

отдельно. Эта часть формации характеризуется более пестрым литологическим составом, присутствием более грубых терригенных пород и горизонтальной, изредка косой слоистостью. В самой южной части зоны средняя часть формации выделяется наименее отчетливо, так как она сливается с верхней ее частью, образуя монотонную серию алеврито-глинисто-сланцевого состава. Но уже в хр. Сарымсакты, в средней части формации появляются грубозернистые песчаники, пачка которых достигает мощности 50 *м*. Еще далее к северу, в разрезе по р. Таловке встречены уже две пачки среднезернистых песчаников значительной мощности. В средней части толщи, кроме типичных осадочных пород, появляются изредка и горизонты туфов основного состава. Мощность средней части формации порядка 1000 *м*.

III. Верхняя часть формации вновь характеризуется более однообразным составом, но здесь, в отличие от ее низов, главенствующее значение имеют глинистые сланцы, как правило, темно-серого, почти черного цвета. Эта часть формации по внешнему облику представляется весьма однородной, особенно благодаря своей темной, почти черной окраске. Она сложена алевропелитами и алевритами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и единичными прослоями мелкозернистых песчаников. Однородность состава верхней части формации и до некоторой степени специфичность ее облика приводили к тому, что не однажды ее пытались выделить в качестве самостоятельной свиты. На Южном Алтае она выделялась Д. П. Авровым и др. как такырская свита, севернее А. Ф. Дубининым и др. как нерасчлененные верхнедевонские отложения. Однако эти отложения неразрывно связаны со средней частью формации, причем местами, как, например, на юге, эта фация черных сланцев «спускается» весьма низко и соответствует положению средних горизонтов формации. Особенность верхней части аспидной формации — наличие углисто-глинистых сланцев, т. е. пород, обогащенных обугленным растительным веществом. Некоторые геологи, как, например, В. В. Коробов и др., по р. Большой Речке и кл. Березовскому указывали на наличие углистых пород (углисто-глинистых сланцев, углистых алевролитов) во всем разрезе формации. Появление нового типа слоистости характерно уже для более высоких горизонтов разреза Южно-Алтайской зоны. В отдельных пачках наблюдаются флишевые прогрессивные ритмы, когда в элементах ритма крупность зерна снизу вверх уменьшается постепенно. Мощность этой части формации от 400 до 800 *м*.

Таким образом, аспидная формация имеет довольно однообразный литологический состав. Она представлена тонкообломочными породами: глинистыми, иногда углисто-глинистыми, сланцами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, значительно реже — среднезернистыми. Песчаники псаммитовой и алевропсаммитовой структуры по составу обломочного материала кварц-полевошпатовые (или аркозовые) и кварцевые. Обломки пород в них, как правило, или отсутствуют или не имеют существенного значения. Для кварц-полевошпатовых песчаников обычна несортированность зерен по размеру, причем более крупные зерна представлены полевым шпатом, а мелкие — кварцем. Первые имеют угловатые неокатанные формы, часто несколько катаклазированы; они составляют до 60% всех зерен. Мелкие (размером до 0,1 *мм*) кварцевые зерна обычно имеют округлые очертания. Цемент песчаников разнообразен по составу: известковистый, измененный глинисто-кремнистый, состоящий из чешуек серицита, окислов

железа и кремнистого вещества. Местами наблюдаются скопления серицита и хлорита и слабая перекристаллизация цемента, в таких случаях цемент кварц-серицитовый, кварц-хлоритовый.

Кварцевые песчаники отличаются более равномернозернистой псаммитовой структурой. Величина зерен 0,2—0,3 *мм*, форма окатанная, округлая. В песчаниках характер соотношения зерен и цемента разнообразный — от цемента соприкосновения до обильно развитого базального типа цемента. Иногда известковистый цемент бывает настолько обильным, а количество кварцевых зерен так мало, что порода приближается к песчанистому известняку.

Алевролиты по составу кварц-полевошпатовые. В некоторых разностях алевролитов большое значение приобретает серицит, составляющий до 20% шлифа. В породах содержится рудный минерал, чешуйки хлорита, а из акцессорных — лейкоксен, турмалин, циркон (последний наиболее характерен для низов формации). Цемент алевролитов кремнисто-серицитового состава развит равномерно — обильно.

Сланцы аспидной формации относятся к группе микрокристаллических, генетически являются метаморфизованными осадочными породами. Как правило, структура их бластопелитовая, бластоалевритовая или микролепидобластовая, причем следы первичной пелитовой и алевролитовой структур выступают вполне отчетливо. Однако слабая перекристаллизация, развитие параллельно ориентированных чешуек слюды придают им сланцеватую текстуру. По минеральному составу они делятся на известково-кварцевые, известковистые, серицит-кварцевые. Особо следует отметить углисто-глинистые сланцы — черные или темно-серые филлитовидные породы с жирным блеском, пелитовой или микролепидобластовой структуры. Они состоят из бурого глинистого вещества, часто измененного и обогащенного серицитом и биотитом. В пелитовой массе наблюдается до 30% или мелкорассеянного, или дающего скопления непрозрачного черного углистого вещества. Породы аспидной формации в целом изменены вследствие регионального метаморфизма низкой ступени. Наиболее часто в породах аспидной формации встречаются включения пирита. Кубики пирита, как правило, лимонитизированного, можно обнаружить во всех литологических разностях пород всех частей разреза. Обычно происхождение пирита в этих условиях объясняется разложением органического вещества без доступа кислорода в более глубоких участках водных бассейнов.

Включениями несомненно органического происхождения в породах аспидной формации является также распыленный обугленный детрит, особенно характерный для верхней ее части. Однако обнаружены остатки органических веществ и в других частях свиты — это комплекс пыльцы и спор гидрофильных растений (В. А. Комар и Е. Д. Василевская, 1964). Комплекс пыльцы и спор встречен в разных частях разреза свиты: в верхних частях аспидной формации в Сарымсакты, по р. Игнашихе и в Лениногорском районе; кроме того, обнаружены остатки типично морской фауны — брахиоподы и криноидеи.

Таким образом, рассмотрев строение аспидной формации Южно-Алтайской зоны, можно суммировать ее отличительные особенности как формации в целом:

1) аспидная формация имеет трехчленное строение, нижняя часть — существенно песчаниковая, средняя — пестрого литологического состава

и верхняя — в основном сланцевая, причем переходы между ними постепенные, а границы условные;

2) в формации наиболее широко распространены тонкообломочные породы (лишь в средней части отмечаются среднезернистые разности) кварц-полевошпатового состава; цвет песчаников серый, иногда с зеленоватым оттенком, алевролитов и сланцев темно-серый до черного;

3) известковистость в виде цементирующего вещества пород свойственна нижней части формации и некоторым горизонтам средней: в верхней части она отсутствует;

4) кроме тонкообломочных пород в нижней и средней частях аспидной формации в незначительном количестве содержатся лавы и туфы эффузивов (как основных, так и кислых);

5) для всей формации характерны включения органического вещества в виде пыльцы и спор, распыленного обугленного детрита, особенно в верхней части (пиритизация нами рассматривается так же, как показатель наличия органического вещества при накоплении осадков);

6) для разреза аспидной формации характерно наличие пачек тонкослоистых пород (преобладающее значение в них имеет горизонтальная параллельная слоистость), причем в переслаивании участвуют ритмично-чередующиеся два компонента: песчаник и глинистый или алеврито-глинистый сланец. Лишь в верхней части формации появляются отдельные пачки с ритмичностью флишевого типа. Косая слоистость в аспидной формации имеет подчиненное значение и встречается спорадически только в нижней и средней частях разреза.

Калба-Нарымская зона. В этой зоне аспидная формация, по объему соответствующая такырской свите, еще более монотонна (см. рис. 13). Решающую роль в видимом ее однообразии играет цвет пород — темно-серый до черного. Здесь эта формация по внешнему виду похожа на верхнюю часть аспидной формации, только что описанной в Южно-Алтайской зоне. Аспидная формация в Калба-Нарымской зоне протягивается широкой полосой и имеет северо-западное простирание. Ширина полосы ее от 40 до 60 *км*. В этой зоне аспидная формация заключена между карбонатно-песчано-сланцевой формацией эйфельско-живетского возраста и флишоидной (сланцево-песчаниковой) формацией позднего визе — раннего намюра. Аспидная формация здесь выделяется четко, но характер контактов как с подстилающей толщей, так и покрывающей не ясен. Формация представлена тонким чередованием темно-серых почти черных глинистых и углисто-глинистых сланцев и алевролитов со светло-серыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Однообразный состав формации, интенсивная сланцеватость, а также сильное ороговикование в связи с внедрением в нее крупнейшего Калба-Нарымского батолита, всегда являлись главными препятствиями для ее изучения. Поэтому расчленение формации разными авторами и оценку ее мощности нельзя считать достоверно установленными. По преобладанию тех или иных литологических разностей в этой формации (такырской свите) выделяются от трех до пяти пачек.

В южной части распространения аспидной формации, по долине р. Такыр и на горе Коубель, ее базальные горизонты представлены черными хрупкими тонкоплитчатыми сланцами с прослойками алевролитов и мелкозернистых песчаников от нескольких сантиметров до 30 *см* мощностью, а уже по р. Кыстав-Курчум они сложены черными однородными

массивными алевролитами, содержащими единичные прослои по 0,5—1 *м* серых кварц-полевошпатовых песчаников (Григайтис, Кагарманов, 1960). Мощность этой части разреза указанные авторы оценивают примерно в 1000 *м*. Средняя часть разреза формации здесь представлена главным образом черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами не менее 700 *м* мощностью. Верхняя часть аспидной формации мощностью также не менее 800—1000 *м* характеризуется переслаиванием черных сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников темно-серого и буровато-серого цвета. Количество и мощность прослоев песчаников постепенно возрастает вверх по разрезу.

В направлении к северо-западу, по данным Б. Ф. Баранова, Б. А. Дьячкова и др., в районе Миролюбовского массива наблюдается такая же закономерность в распределении материала по гранулометрическому составу для верхней части такырской свиты: вверх по разрезу увеличивается количественная роль песчаников по сравнению с углисто-глинистыми сланцами и алевролитами. Тонкая слоистость пород характерна особенно для более низких горизонтов разреза, где прослои сланцев достигают 1—1,5 *см*, а песчаников — едва 0,2—0,3 *см*. Что же касается базальных горизонтов, отсутствующих в разрезах, изученных названными авторами, то они меняются и далее к северо-западу. Так, по р. Кальджир песчаники преобладают над сланцами и алевролитами, а западнее количество песчаников резко сокращается, и на широте г. Усть-Каменогорска в низах формации вновь преобладают углисто-глинистые сланцы и алевролиты. В средней части разреза, исключительно сланцевой на юге, по направлению с юго-востока на северо-запад увеличивается количество песчаников, которые в долине р. Аблакетки приобретают существенное значение. Верхняя часть разреза здесь глинисто-сланцевая с прослоями алевролитов и песчаников.

Наиболее полный разрез аспидной формации изучен А. Р. Бутко и В. И. Тарасенко по рекам Аблакетке и Сербинке. Здесь разрез представлен (снизу вверх):

1. Первая пачка — алевролитовая, сложенная на 85% алевролитами темно-серого цвета с редкими прослоями (0,5—3 *м*) песчаников мелко- или среднезернистых серого цвета . . . . . 215 *м*

2. Вторая пачка — песчано-алевролитовая, в которой до 50% мелкозернистых песчаников, неравномерно переслаивающихся с темными алевролитами. В нижней части этой пачки наблюдается ритмичность, обусловленная довольно равномерным чередованием тонких (0,1—0,6 *м*) слоев песчаников и алевролитов в нижней части и более толстых (10 *м*) — в верхней . . . . . 300—350 *м*

3. Третья пачка — сланцево-алевролитовая. Характеризуется очень тонким переслаиванием пород вплоть до микрослоистости, когда толщина отдельных прослойков измеряется долями миллиметров. Количество слагающих пачку переслаивающихся пород распределяется следующим образом: алевролитов 70%, песчаников мелкозернистых 20%, сланцев около 9%, песчаников среднезернистых около 1% . . . . . около 300 *м*

4. Четвертая пачка — алеврито-песчаниковая, сходная с предыдущей набором пород и их частым чередованием, но отличается увеличением удельного веса песчаников в разрезе. Из общей мощности пачки песчаники мелкозернистые составляют 91 *м*, среднезернистые 56 *м* (всего песчаников 61%), алевролиты 88 *м* (36,5%), сланцы 6 *м* (3,5%). Частоту чередования слоев показывает количество слоев — 558 описанных в этой пачке . . . . . 241 *м*

5. Пятая пачка — сланцевая. Содержит сланцев (47,5%) и алевролитов (41,3%); отличается значительным количеством песчаников (1,2%) . . . . . около 600—700 *м*

Суммарная максимальная мощность толщи в этом разрезе оценивается в 1800 *м*. Это, конечно, очень немного для толщи, занимающей огромную полосу шириной в десятки километров. Не исключено, что авторы занижают эту мощность, тем более, что севернее и южнее для мощности аспидной толщи известны цифры в 3000 *м* и более. Следует отметить, что здесь, как и в разрезе по р. Такыр, вверх по разрезу (в пачке 4) увеличивается количество песчаников, однако заканчивается толща сланцевой пачкой, что не свойственно южным разрезам. По данным М. Н. Кожемяко (1959, 1963), верхняя часть толщи также представлена черными филлитами.

Как видно из приведенных разрезов аспидной формации Калба-Нарымской зоны, петрографический состав ее ограничен тонкообломочными породами: пелитами, алевролитами и песчаниками. Диапазон размеров обломков не превышает 0,02—0,25 *мм*. Состав песчаников преимущественно кварцевый и кварц-полевошпатовый. Редко встречающиеся обломки пород существенной роли здесь не играют. Все породы в той или иной мере изменены, однако часто сохраняют первичную структуру или ее реликты. Процессы филлитизации сказались прежде всего на цементе, превращенном в агрегат серицита, хлорита и графитизированное углистое вещество.

Углисто-глинистые сланцы под микроскопом часто состоят из полос сплошной черной массы и полос, сложенных чешуйками хлорита, серицита и включений углистого вещества. Наибольшему изменению породы аспидной формации подверглись в контактах с гранитными интрузиями. Здесь образовались узловатые пятнистые андалузитовые и биотитовые сланцы, кварц-полевошпат-биотитовые и другие роговики. Из акцессорных минералов отмечается циркон. Особое значение в аспидной формации Калбинской подзоны имеет наличие углистости. На присутствие черной массы в породах такырской свиты было обращено внимание еще в 1935 г. (Нехорошев, 1935 и др.). С ней обычно связывалось проявление битуминозности этих пород. Однако битуминозности пород такырской свиты придавалось необоснованно слишком большое значение, основанное практически на одном анализе, приведенном Н. А. Елисеевым (1936). В этом анализе из образцов контактово-измененных черных сланцев, собранных Н. А. Шведовым в разных пунктах к северу от Каиндинского бора, было получено 3% густого маслянистого погона. Никто из последующих исследователей не получал таких цифр, поэтому вряд ли стоит строить на результатах этого анализа какие-либо выводы. А. Х. Кагарманов и др. (1962), проанализировавшие ряд образцов черных сланцев, пришли к заключению об их незначительной битуминозности (содержание битумов не более 0,013—0,019% в неизмененных породах и 0,03—0,07% — в ороговикованных).

М. Н. Кожемяко (1963) приводит данные Ю. Г. Цеховского также о незначительной битуминозности черных сланцев. Проверка их люминесцентным методом показала следы или небольшое содержание (0,003—0,035%) битумов хлорофильной группы. По мнению М. Н. Кожемяко, специально занимавшегося вопросом состава черной массы в породах такырской свиты, происхождение ее растительное за счет графитизации растительных остатков, а не за счет животных организмов планктона

(термические анализы показали потерю веса при прокаливании от 0 до 700° — 0,5% и от 700 до 900° — 2,5%, последнее, по мнению упомянутого автора, характерно для сгорания органических веществ).

Суммируя все изложенное по аспидной формации Калба-Нарымской зоны, можно заключить следующее:

1) аспидная формация в этой зоне еще более однообразна, чем в Южно-Алтайской зоне. Она также весьма условно может быть разделена на три части: 1) нижнюю — алевролито-сланцевую, 2) среднюю — тонкого чередования алевролитов и сланцев, 3) верхнюю — на юге песчаниковую, а на северо-западе песчаниковую, заканчивающуюся сланцами (пачки 4—5); границы между ними условные, переходы постепенные;

2) состав пород исключительно тонкообломочный (пелит, алевролит, песчаник не крупнее среднезернистого), кварц-полевошпатовый (олигомиктовый); преобладающий цвет темно-серый и черный;

3) известковистые и вулканогенные породы отсутствуют;

4) в значительно большем количестве, чем в Южно-Алтайской зоне, содержатся включения органического вещества в виде обугленного детрита, спор и пыльцы;

5) породы аспидной формации характеризуются слоистостью, и здесь, как правило, слоистость тонкая горизонтальная (как редкую М. Н. Кожемяко указывает косую и линзовидную). По размерам слойков можно выделить микрослоистость (доли миллиметра), тонкую слоистость (листоватость 0,2—2 *см*), среднюю (десятки сантиметров) и толстую слоистость (метры). Наблюдаются пачки ритмичного строения; ритмы, как правило, двухкомпонентные.

Как можно видеть из сравнения двух толщ в разных зонах, они имеют много общего и могут быть отнесены к одной формации. Общим у них является большая мощность, по нашему мнению, обычно занижаемая при описании, монотонность разреза, олигомиктовый состав и равномерная зернистость слагающих их обломочных пород. Однообразный состав зерен как по составу, так и по размеру может служить указанием на сравнительно однородный характер как привноса материала из области сноса, так и на достаточно спокойные условия его захоронения. По-видимому, в области сноса трудно ожидать резко или хотя бы достаточно дифференцированного рельефа; скорее это была низкая суша, где не было энергичного размыва, приводящего к образованию грубого материала. Нельзя также предполагать, что подобного типа суша находилась где-то далеко, так как в этом случае не сохранились бы в таком большом количестве полевые шпаты в обломках. Существует еще одна характерная особенность аспидной формации, которая может служить указанием на близость области сноса, а именно содержание в породах спор и пыльцы. В Южно-Алтайской зоне найдены споры и пыльца по Мартынову ключу, по Березовскому ключу, по р. Таловке, в Калба-Нарымской зоне — по рр. Аблакетке, Сербинке и Алибек. Выделенный комплекс пыльцы и спор, по Н. И. Михайловой (1961, 1963), дает возможность сопоставлять толщи в разных зонах и судить о характере растительности того времени; о преобладании плауново-папоротниковой флоры(прототипов каламитов) и в незначительном количестве голосемянных, главным образом типа птеридоспермов и кордаитов. Растительные остатки — комплекс спор и пыльцы — свидетельствуют о существовании влажных условий в период накопления аспидной формации, причем обнаруженные остатки водорослей, по мнению Н. И. Михайловой,

указывают на некоторую засоленность и застойность бассейнов, где происходило накопление осадков.

Следует еще остановиться на явлении пиритизации пород аспидной формации. Зараженность пиритом наблюдается в этой формации в обеих зонах, особенно в Южно-Алтайской. Трудно сказать, образовался ли этот пирит путем дегидратации и старения осадка за счет гидросернистых коллоидных соединений, возникших в восстановительной среде в присутствии сероводорода, или возник при разложении органического вещества без доступа кислорода на больших глубинах. Однако несмотря на его присутствие в аспидной формации Южно-Алтайской зоны все-таки обнаружены остатки морской фауны нормальной солености. Так что если и было сероводородное заражение бассейна, не оно, как справедливо замечает М. Н. Кожемяко (1963), является причиной отсутствия фауны. Не исключено, что отсутствие фауны связано с особенностью строения осадков, а следовательно, и режима осадконакопления — тонкой слоистостью, вызванной частыми колебаниями среды; в таких условиях органические остатки могли подвергаться разрушению и дальнейшему уничтожению.

Область прогибания, соответствующая распространению аспидной формации, по-видимому, располагалась вдоль соседних пологих поднятий. Такими поднятиями были две подзоны — Холзуно-Сарымсактинская для Белоубинско-Маймырской подзоны и Иртышская для Калбинской подзоны. Доказательством существования поднятия на месте Холзуно-Сарымсактинской подзоны в это время служит обнаруженное на небольшом участке несогласное залегание маломощных живетских отложений на нижнедевонско-эйфельской вулканогенной толще, что свидетельствует о трансгрессии (или ингрессии) из области прогиба в область поднятия.

Учитывая все вышесказанное, можно установить особенности аспидной формации Зайсанской геосинклинальной системы.

Аспидная формация характеризуется значительной мощностью, темно-серым, иногда с зеленоватым оттенком или черным цветом пород, однообразием литологического состава пород, представленных тонкообломочными разновидностями (от пелитов до песчаников, как правило, мелкозернистых, редко среднезернистых), олигомиктовыми, изредка известковистыми, зачастую метаморфизованными до стадии микрокристаллических сланцев или филлитовой; формации свойственна тонкая горизонтальная (плоскопараллельная) слоистость, чередование в разрезе тонкослоистых пачек с более толстослоистыми, обогащение обугленным растительным детритом, спорами и пыльцой; включения пирита. Особенностью формации является крайне бедное содержание фаунистических остатков в породах или полное их отсутствие, свидетельствующее о неблагоприятных условиях жизни организмов при образовании осадков. Осадки накапливались, по-видимому, в морском бассейне в условиях сравнительно слабых пульсационных колебательных движений при тенденции к медленному прогибанию дна. Формирование аспидной толщи происходило циклично в зонах максимального прогибания Зайсанской геосинклинальной системы в течение длительного времени. Можно наметить три цикла осадконакопления, соответствующие трем частям формации. В конце формирования аспидной толщи изменяется тектонический режим — наступает инверсия движений. Рассмотренные особенности аспидной формации Зайсанской геосинклинальной системы сближают ее с аспидными формациями других регионов.

Результаты спектральных анализов образцов пород из аспидной формации Южно-Алтайской зоны показали повышенное по сравнению с кларковым содержание марганца, титана, никеля, бария, иттрия, иттербия, лантана, скандия, ниобия, стронция. В меньших количествах, чем кларковые, присутствуют цинк, медь, хром, олово, молибден; остальные элементы содержатся в кларковых количествах.

В Калба-Нарымской зоне, по данным В. И. Тарасенко, показательными элементами для геохимической характеристики аспидной формации, по сравнению с карбонатно-песчано-сланцевой формацией, являются ниобий и отчасти олово и литий. Нами обнаружено повышенное, по сравнению с кларком, содержание V, Ti, Zr, Cu, Zn, Sc, Ga.]

КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Древнейшие осадочно-вулканогенные образования Зайсанской геосинклинальной системы представлены кремнисто-карбонатно-диабазовой формацией. К ней относятся девонские осадочно-вулканогенные образования, обнажающиеся в ядре Чарской антиклинальной структуры (Западно-Калбинская зона), представленные рифовыми известняками и межрифовыми фациями пород — основными эффузивами, переслаивающимися с кремнистыми сланцами и яшмами, слоистыми известняками и обломочными породами. По фаунистическим находкам среди рассматриваемых образований присутствуют отложения всех ярусов девона (начиная с жединского и кончая франским), но взаимоотношения их между собой не ясны, так как они слагают отдельные тектонические блоки и соприкасаются друг с другом лишь по разрывным нарушениям. Однако наличие фауны, характеризующей все ярусы девона, идентичность литолого-фациального состава отложений дают основание полагать, что они имеют между собой согласные взаимоотношения. Тоже можно сказать о взаимоотношении их с отложениями подстилающей карбонатно-сланцево-песчаниковой формации, образовавшейся в течение позднего лудлова и раннего жедина, от которых в литологическом отношении они отличаются лишь наличием основных эффузивов и большим развитием рифогенных известняков и кремнистых пород. В основании кремнисто-карбонатно-диабазовой формации находятся рифовые, существенно водорослевые известняки жединского возраста и слоистая межрифовая толща, состоящая из двух пачек: нижней — известняково-яшмовой и верхней — яшмо-эффузивной.

В районе пос. Лазаревка нижняя известняково-яшмовая пачка, по А. К. Киселеву, представлена чередованием (в порядке распространенности) яшм зеленовато-серых и серых алевролитов, мраморизованных известняков, среднегалечных конгломератов с галькой яшм и алевролитов; мощность отдельных прослоев изменяется от 25 до 90 *м*. Общая мощность пачки по разрезу составляет 332 *м*.

Отложения верхней яшмо-эффузивной пачки южнее пос. Борщебулак налегают на рифовые известняки. В этом разрезе наблюдается переслаивание значительной мощности покровов диабазовых порфиритов и миндалекаменных диабазовых порфиритов с осадочными породами меньшей мощности, которые по распространенности располагаются в следующем порядке: яшмы буровато-зеленоватого цвета, яшмы вишнево-красного цвета, мраморизованные известняки, известняки, кварциты полосчатые. Мощность покровов диабазов изменяется от 30 до 180 *м*, пластов яшм от 3 до

60 *м*, известняков от 3 до 20 *м*. Мощность пачки 850 *м*. Общая мощность отложений жединского яруса предполагается равной 1300—1500 *м*.

Отложения кобленцского яруса имеют более широкое распространение, чем отложения жединского яруса. Отложения кобленцского яруса прослежены в полосе от пос. Терентьевка по направлению на север, почти до широты пос. Георгиевка и в районе горы Тиес. Однако на основании того,что в кобленцский век продолжалось образование рифов и отмечается сходство межрифовых фаций можно сделать заключение, что режим морского бассейна и тектонический режим в это время оставались в основном неизмененными. Среди отложений кобленцского яруса также выделяются рифовые и межрифовые фации, причем в это время рифообразование происходило наиболее интенсивно. Общая площадь обнаженных участков рифовых известняков около 30 *км*^{2}. Внешне рифы кобленца почти не отличимы от рифов жединского яруса, но фауна в них встречается реже и она менее обильна, чем в известняках жедина. Рифообразователями являются главным образом водоросли, реже криноидеи и кораллы. Мощность рифовых известняков достигает 600—700 *м*.

В 3 *км* северо-западнее горы Тиес Б. К. Кораблевым описан разрез межрифовых фаций кобленцского яруса (снизу вверх):

1. Известняки серого и светло-серого цвета . . . . . 200 *м*
2. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняков, содержащих фауну брахиопод . . . . . 200 »
3. Базальтовые и андезитовые порфириты с прослоями известняков . . . . . 600 *м*

Мощность отложений по разрезу 1000 *м*. Общая мощность отложений кобленцского яруса принимается в 1000—1300 *м*.

Эйфельские отложения широко распространены в центральной части девонской полосы в районе пос. Николаевка и в районе оз. Арасан. Состав этих отложений довольно пестрый: песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролиты, пестроокрашенные кремнистые сланцы, диабазовые и андезитовые порфириты, иногда миндалекаменные, туфы эффузивов кислого состава, известняки. Общая мощность отложений 1000—1200 *м*.

Живетские отложения выделены на севере в северо-восточном крыле Чарской антиклинали и на юге в юго-западном крыле и на южном замыкании антиклинали. По Г. А. Полникову и А. Я. Ипатову, в разрезе у горы Карабас живетские отложения мощностью 318 *м* сложены переслаиванием осадочных пород с покровами диабазовых порфиритов и спилитов мощностью 15—30 *м*. Осадочные породы представлены (в порядке распространенности) алевролитами, иногда окремненными, известняками и мергелями, песчаниками и вулканомиктовыми песчаниками. Указанными авторами отмечено также наличие в разрезе живетских отложений (гора Косконган) — рифовых известняков. Общая мощность живетских отложений Г. А. Полниковым и А. Я. Ипатовым оценивается в 1000—1500 *м*.

Франские отложения выходят в небольших обнажениях на крыльях Чарской антиклинали; большей частью непосредственно ниже несогласно перекрывающих их визейских отложений. Они представлены рифовыми известняками и межрифовыми фациями, состоящими из основных эффузивов, яшм и слоистых известняков. По составу рифообразователей известняки водорослевые, отличаются обилием брахиопод. Мощность рифовых известняков, по данным И. К. Синдина, достигает 300—400 *м*.

Фаменские отложения, охарактеризованные фауной, установлены всего в двух пунктах; они или представлены рифовыми известняками (западнее гор Жуан-Тобе), или слоистыми известняками мощностью 220 *м* (на правом берегу р. Чар). На известняках лежит горизонт полимиктовых песчаников мощностью 50 *м*.

Таким образом, общая мощность отложений кремнисто-карбонатно-диабазовой формации составляет примерно 5800—6000 *м*. Вулканогенные породы представлены главным образом диабазами, миндалекаменными диабазовыми и диабазовыми порфиритами, спилитами, редко андезитами и туфами кислых эффузивов.

Диабазовые порфириты обладают часто микроминдалекаменной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом. Вкрапленники в виде таблитчатой или призматической формы и представлены основным плагиоклазом (размером до 1—1,5 *мм*), замещенным частично или полностью вторичными минералами: эпидотом, карбонатом, пренитом, соссюритовым агрегатом. Пироксен-авгит во вкрапленниках обычно замещен хлоритом, актинолитом, эпидотом (сохраняя нередко кристаллографические формы). Основная масса описанных пород характеризуется офитовой, микродиабазовой, редко пойкилоофитовой структурой, состоит из идиоморфных призматических индивидов измененного плагиоклаза, в промежутках между которыми расположены зерна моноклинного пироксена, лейкоксена. Пироксен нередко замещен актинолитом, хлоритом, эпидотом.

Спилиты встречаются редко; по внешнему облику они напоминают миндалекаменные порфириты.

В андезитовых порфиритах вкрапленники состоят из плагиоклаза, роговой обманки, пироксена. Основная масса характеризуется микролитовой или гиалопилитовой структурой. Дацитовые порфиры слагают маломощные покровы среди вулканогенных пород эйфельского возраста. Они имеют порфировую структуру с микрофельзитовой или микрозернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, реже биотитом и роговой обманкой. Основная масса состоит из тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата с примесью серицита и хлорита. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, рудные. Плагиоклаз представлен андезином или олигоклазом.

Пирокласты андезитовых и дацитовых порфиритов чаще представлены псаммитовыми кристаллокластическими, реже витрокристаллокластическими разновидностями; иногда в их связующей массе заметна характерная поровая микроструктура.

Обломочные породы представлены полимиктовыми песчаниками, вулканомиктовыми гравелитами, конгломератами, алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами.

Наиболее характерными породами кремнисто-карбонатно-диабазовой формации являются рифовые и слоистые известняки, эффузивы базальтового состава, кремни и яшмы. Особенно характерен этот парагенез пород для эпохи нижнего девона. В эйфельском веке эффузивы, видимо, имели несколько иной состав, наряду с излияниями лав основного состава имело место извержение лав и пирокластов средней основности и кислого состава, вместе с тем отмечается увеличение в разрезе роли обломочных пород — песчаников, гравелитов. Разрезы живетских и франских отложений сходны с нижнедевонскими. В фаменском веке вулканическая деятельность, видимо, затухает. Сохранение в течение всего девона сходных фациальных

условий накопления осадков и вулканогенных образований свидетельствует об устойчивом компенсированном прогибании в это время территории Западной Калбы. Вместе с тем присутствие среди отложений всех ярусов девона рифовых известняков говорит об осадконакоплении в условиях неглубокого бассейна, о достаточно замедленном, но устойчивом прогибании. Мощность же отложений в 5000—6000 *м* при беспрерывном накоплении в течение такого большого промежутка времени, как девонский отдел, не является очень большой.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород описываемой формации дается по результатам 15 силикатных анализов, полученных Е. Д. Василевской. По этим данным большинство эффузивных пород формации имеет состав, изменяющийся от плато-базальтов и базальтов до андезито-базальтов. Породы в целом близки к средним типам базальтов по Дели, отличаясь иногда небольшим дефицитом полевошпатовой извести и некоторым избытком железа и магния (в особенности железа). По данным 145 полуколичественных спектральных анализов, в вулканогенных породах часты в превышающих кларковые количества — Zn, Cu, Be, Sc, Ga, Zr, Ti, реже — Mn, Pb, V, Y, Yb, редко или в пониженных количествах — Ba, Cr, Wi, Co. Из осадочных пород формации наибольшими, превышающими кларк, концентрациями элементов — Mn, Fe, Ti, V, Cu, Zn, Ni, Sr отличаются песчаники и известняки — Ba, Sc, Cr, Pb, Co, Y в этих породах присутствуют в количестве меньше кларка.

С осадочно-вулканогенными образованиями кремнисто-карбонатно-диабазовой формации пространственно тесно ассоциирует комплекс гипербазитовых интрузий, габбро-диабазов и диоритовых порфиритов. Тем не менее на основании того, что некоторые из гипербазитовых интрузий прорывают, кроме того, и верхневизейские отложения, ряд исследователей (Н. А. Севрюгин, Г. И. Сократов и др.) все указанные интрузии относят к верхневизейскому интрузивному комплексу. Нам, однако, представляется возможным допустить для некоторых гипербазитовых интрузий позднедевонский возраст.

Образования кремнисто-карбонатно-диабазовой формации связаны с подстилающими их отложениями карбонатно-сланцево-песчаниковой формации постепенными переходами и являются вместе с последней наиболее древними образованиями Зайсанской геосинклинальной системы. Видимо, образования кремнисто-карбонатно-диабазовой формации развиты на значительно большей территории, чем площади их современных выходов. На большей части территории Западно-Калбинской зоны они, вероятно, скрыты под более молодыми отложениями. В пользу такого предположения свидетельствуют геофизические данные и прежде всего сходство гравиметрического поля всей территории Западно-Калбинской зоны (включая Чарский антиклинорий). Эта кремнисто-карбонатно-диабазовая формация Западно-Калбинской зоны может рассматриваться как разновидность кремнисто-диабазовой формации, образовавшейся в условиях геосинклинального прогиба, характеризовавшегося режимом устойчивого, но замедленного прогибания.

КВАРЦ-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К кварц-каратофировой формации относятся продукты девонского (за исключением фаменского) подводного вулканизма и одновременно образовавшиеся с ними осадочные отложения, развитые в Юго-Западном

Алтае. Начавшиеся в конце нижнего девона вулканические процессы первоначально проявлялись локально лишь на самой юго-восточной окраине Южно-Алтайской зоны. В начале эйфельского века вулканизм распространился на территории Рудного Алтая, а в середине эйфеля охватил всю территорию Южно-Алтайской зоны. В начале живетского века наступила пауза, после которой, местами в позднем живете, местами в раннефранское время вулканическая деятельность возобновилась снова, но уже на меньшей площади, преимущественно в пределах Алейской подзоны Рудно-Алтайской зоны и на севере Змеиногорской подзоны. На территории Южно-Алтайской зоны, Лениногорско-Зыряновской подзоны и на большей части Змеиногорской подзоны вулканизм рассматриваемой стадии тектономагматического цикла больше не проявлялся. К концу франского времени вулканизм затухает.

В формировании кварц-кератофировой формации можно выделить три периода: первый (начальный) — характеризовался наиболее кислым составом продуктов вулканизма; второй — наибольшего развития вулканических процессов отличался более основным составом продуктов излияния, преимущественно кварцевых плагиопорфиров, а кроме того, и пород основного состава; третий, завершающий период уже затухающего вулканизма, характеризовался примерно тем же составом пород, но отличался большим участием основных вулканитов — диабазов, а местами андезитов и дацитов. По своему вещественному составу кварц-кератофировая формация резко отличается от других близко одновозрастных вулканогенных формаций Зайсанской системы.

Возрастной интервал объединяемых в кварц-кератофировую формацию образований в разных частях Юго-Западного Алтая изменяется от преимущественно эйфельского возраста в Южно-Алтайской зоне и Лениногорско-Зыряновской подзоне, эйфель-живетского в Змеиногорской подзоне и до среднедевонско-франского в Алейской подзоне.

В Рудно-Алтайской зоне кварц-кератофировая формация соответствует началу герцинского цикла и ее образования залегают резко несогласно с базальными конгломератами в основании на досредне-палеозойском складчатом фундаменте.

В Южно-Алтайской зоне в отличие от Рудного Алтая осадочно-вулканогенные образования кварц-кератофировой формации залегают не непосредственно на складчатом фундаменте, а на более ранней формации герцинского цикла — карбонатно-песчаниково-сланцевой.

Лавы и пирокласты кварц-кератофировой формации переслаиваются с морскими осадочными породами и туффитами. Характер переслаивания вулканогенных пород с морскими осадками, а также состав самих эффузивов и их пирокластов позволяют проследить историю развития вулканизма во времени и пространстве; выделить периоды активности и затишья подводного вулканизма, когда накопление лав и пирокластов сменялось отложением морских осадков и формированием гипабиссальных субвулканических интрузий, проникавших в еще незатвердевшие осадки и нижележащие толщи. Лавы и пирокласты следующего вулканического цикла перекрывают эти осадки и прорывающие их субвулканические интрузии. Последние по своему положению и месту в вулканическом процессе отличаются от пород жерловой фации, тесно связанных с экструзивной фазой вулканизма и представленных некками, диатремами, дайками и др. Однако вследствие невозможности без детальных исследований различать эти раз-

новидности — под названием субвулканических интрузий обычно объединяют все тела интрузивного залегания.

По петрохимическому составу породы субвулканических интрузий близки предшествующим им эффузивным породам. Вместе с лавовыми, пирокластическими, жерловыми и осадочными фациями эти субвулканические образования являются продуктами единого осадочно-вулканогенного цикла, выделяемых нами как серии кварц-кератофировой формации. Образования такой серии распространены или на всей площади развития кварц-кератофировой формации (структурно-формационной зоны), или, по крайней мере, на площади структурного элемента меньшего ранга — структурно-формационной подзоны. Первый такой раннеэйфельский осадочно-вулканический цикл, закончившийся внедрением субвулканических интрузий, представлен кварц-порфировой серией.

Поскольку интенсивность вулканических процессов в различных участках Юго-Западного Алтая в той или иной момент была не одинакова, а главные центры вулканизма с течением времени перемещались из одной подзоны в другую, то разрез формации, характер переслаивания осадочных и вулканогенных горизонтов и мощности последних в разных подзонах и районах были различны. Вследствие этого синхронные образования в одних частях рудного Алтая представлены преимущественно вулканогенными породами, а в других существенно осадочными. Так, например, в Лениногорско-Зыряновской подзоне нижние части разреза нижнеэйфельских отложений, характеризующие первый период этого вулканизма, представлены преимущественно пирокластами, в Алейской подзоне — пирокластами, переслаивающимися с грубообломочными осадками, а в районе Змеиногорска — преимущественно тонкозернистыми осадками, содержащими единичные прослои туфов кислых эффузивов. Следующий период вулканизма в Алейской и Змеиногорской подзонах характеризуется значительной мощностью вулканогенных пород кислого состава (таловская свита). В Лениногорско-Зыряновской подзоне периоду Алейской и Змеиногорской подзон по времени соответствуют два периода проявления вулканизма кварц-кератофировой формации, из них в первый образовались вулканогенные породы основного, среднего, смешанного и кислого состава, осадочные породы и субвулканические интрузии основного состава, а во второй — в основном субвулканические интрузии с редкими прослоями туфов среди осадочных пород, являющихся в разрезе формации преобладающими.

В Алейской и Змеиногорской подзонах после перерыва в раннем живете дальнейшее накопление образований кварц-кератофировой формации продолжалось в Змеиногорской подзоне — в верхнем живете, а в Алейской подзоне — во франском веке. Эти образования соответствуют определенному периоду развития вулканизма этих подзон и представлены основными эффузивами и туфами, кислыми эффузивами и туфами, осадочными породами и субвулканическими интрузиями основного и кислого состава.

Рудно-Алтайская зона. Ранняя (кварц-порфировая) серия. Осадочно-вулканогенные образования раннеэйфельского возраста (породы березовской, лосишинской, лениногорской, крюковской, нижней части ревнюшинской свит) выделяются в кварц-порфировую серию. Они довольно четко отделяются от вышележащих серий кварц-кератофировой формации.

Вулканогенные породы наиболее распространены в нижней части разреза раннего эйфеля и характеризуются резким преобладанием пирокластических разностей (рис. 14). Лавовые покровы в них встречаются

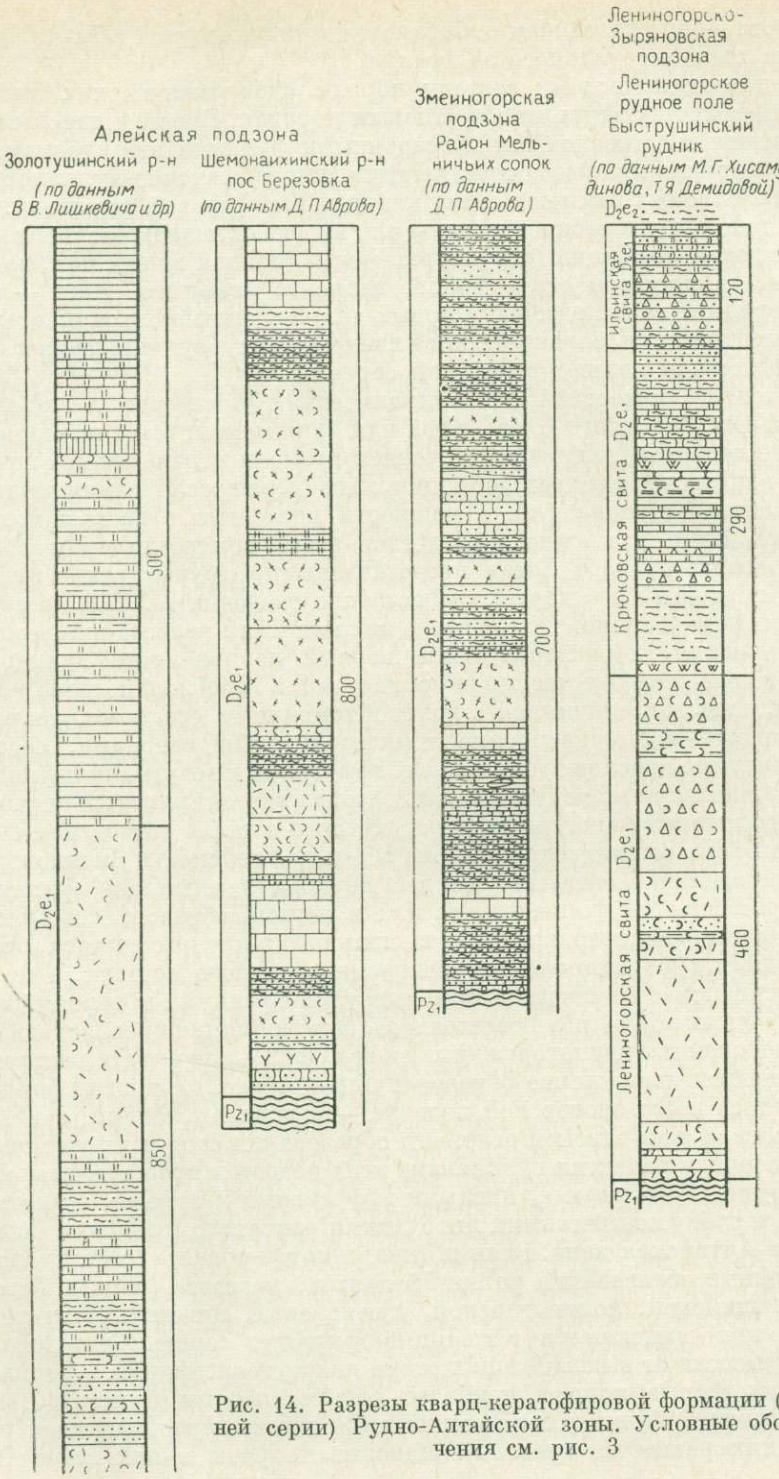


Рис. 14. Разрезы кварц-кератофировой формации (ранней серии) Рудно-Алтайской зоны. Условные обозначения см. рис. 3

сравнительно редко, чаще они представлены туфами кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, агломератовыми туфами смешанного состава, туффитами, лавобрекчиями кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров и лавами соответствующего состава. Подчиненное значение имеют вулканогенные породы среднего и основного состава, также представленные преимущественно пирокластическими разностями. Кроме того, в состав раннеэйфельских образований входят их субвулканические и жерловые фации. Последние обычно локализуются среди осадочно-вулканогенных пород раннеэйфельского возраста и перекрыты отложениями позднего эйфеля, в виде даек они секут подстилающие метаморфические породы нижнего палеозоя. Субвулканические интрузии представлены преимущественно породами кислого состава — кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами. С вулканогенными породами базальтового состава связаны интрузии диабазов, диабазовых порфиритов и авгитовых порфиритов. Жерловые фации удается наблюдать довольно редко вследствие плохой сохранности вулканических построек этого времени и ограниченности количества самих центров извержения.

Осадочные породы представлены полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, известковистыми песчаниками и известковистыми алевролитами, известняками, причем в нижней части разреза формации преобладают грубообломочные породы (березовская свита), а известковистые породы и аргиллиты (лосишинская свита) в верхней части. Для рассматриваемых отложений свойственны пестрота состава и фациальная изменчивость пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Резко изменчива и мощность отложений, колеблющаяся в пределах от 50—100 до 1400—1500 *м*. Как правило, большие мощности отложений отмечаются около главных вулканических центров. В раннеэйфельское время проявление вулканизма на территории Юго-Западного Алтая было далеко не равномерным: если одни районы характеризовались накоплением преимущественно вулканогенных пород, то в других последние имеют резко подчиненное значение в разрезе среди нормально осадочных отложений. Уже в раннеэйфельское время четко выражено различие разрезов отложений в разных структурно-формационных подзонах Рудно-Алтайской зоны.

В Алейской подзоне вулканогенные продукты представлены главным образом туфами кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, реже их лавами и туффитами кислого состава. Эпизодически среди них встречаются породы основного состава. По наличию лавобрекчий, грубообломочных туфов, увеличению мощности вулканогенных отложений на территории Алейской подзоны устанавливаются главные центры извержения для раннеэйфельского времени в следующих районах: по правобережью р. Убы — в районе Опенышевского и Орловского месторождений и в районе Золотушинского месторождения. По удалению от предполагаемых центров извержения отмечается быстрая фациальная смена пород по простиранию и уменьшение мощности. В этих случаях в разрезе начинают преобладать мелкообломочные туфы, туффиты и переслаивающиеся с ними осадочные породы. Так, в районе пос. Березовского, находящегося в 3 *км* от Опенышевского месторождения (где для этого времени выделяются вулканические аппараты), общая мощность раннеэйфельских отложений составляет около 800 *м* (на участке Опенышевского месторождения мощность 1400 *м*), из них на долю вулканогенных пород

приходится около 50%. Верхняя часть разреза раннеэйфельских отложений, соответствующая лосишинской свите, на территории Алейской подзоны характеризуется преобладанием осадочных пород, представленных аргиллитами, известковистыми алевролитами, кремнистыми алевролитами, известняками и песчаниками. Вулканогенные породы встречаются лишь в виде маломощных и единичных прослоев и линз.

Лениногорско-Зыряновская подзона отличалась наиболее интенсивным проявлением вулканизма в раннеэйфельское время. Здесь устанавливается два периода в проявлении вулканизма: первый — ранний характеризовался мощными извержениями пород кислого состава, второй — накоплением преимущественно пирокластов среднего и основного состава. В разрезе отложений описываемой части формации Лениногорско-Зыряновской подзоны выделяются четыре более или менее выдержанные пачки пород, отражающие двукратную смену периода вулканической активности периодом отложения нормальных осадков. Эти пачки располагаются снизу вверх в такой последовательности:

1. Вулканогенная кислого состава, сложенная грубообломочными туфолавами, кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами кварцевых порфиров и альбитофиров с прослоями туффитов и осадочных пород. Мощность образования в Зыряновском районе 20—300 *м*, в Лениногорском 400—900 *м*.
2. Существенно осадочная: алевролиты, алевропелиты, иногда углистые, с линзами туфов и туффитов кислого состава. Мощность 100—280 *м*.
3. Вулканогенно-осадочная, вулканогенный материал которой представлен туффитами, туфами среднего и смешанного состава, реже покровами андезит-базальтовых порфиритов. Мощность образований в Зыряновском районе 20—200 *м*, в Лениногорском 200—400 *м*.
4. Существенно осадочная, состоящая из известковистых алевролитов. Мощность 20—200 *м*.

В пределах Зыряновского района остатки вулканических аппаратов этого времени фиксируются на горе Ревнюхе, где жерловые образования сложены лавобрекчиями и лавами кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, прорывающие метаморфизованные породы нижнего палеозоя и содержащие в большом количестве обломки последних, особенно в периферических частях тел. По наличию грубообломочных фаций и широкому развитию вулканогенных продуктов можно думать, что этот крупный центр извержения захватывал и район Путинцевского месторождения.

В пределах Лениногорского рудного поля мощность вулканогенных образований увеличивается по направлению к его юго-западной и юго-восточной окраинам. Это позволяет предполагать наличие здесь центров вулканических извержений, приуроченных к зоне разломов, ограничивающих рудное поле (Попов, 1960).

Раннеэйфельский век на территории Змеиногорской подзоны характеризовался накоплением преимущественно нормально осадочных пород. Вулканизм имел довольно ограниченное проявление и местами носил признаки извержений в субаэральных условиях, видимо, на островных сооружениях. Так, в Змеиногорском районе, севернее месторождения Петровское II, наблюдались кварцевые порфиры и их туфы с горизонтами игнимбритов и развитием в породах сферолоидов. В отличие от Алейской подзоны вулканогенный материал в Змеиногорском районе приурочен преимущественно к средней части разреза раннеэйфельских отложений. По данным А. Н. Великжановой, обобщенный разрез раннего эйфеля здесь представлен тремя пачками:

1. Нижняя сложена главным образом аргиллитами и кремнистыми аргиллитами, с маломощными прослоями и линзами полимиктовых и туфогенных песчаников, кислых и основных эффузивов и их туфов, известняков . . . . . 10—180 *м*

2. Средняя пачка существенно вулканогенная, сложенная кислыми туфами и туфогенными песчаниками с редкими прослоями глинистых и кремнистых алевролитов . . . . . 10—200 »

3. Верхняя существенно осадочная; в ее составе преобладают аргиллиты и кремнистые аргиллиты с прослоями и линзами известняков, кислых туфов и туффитов, иногда конгломератов и грубозернистых песчаников . . . . . около 150 *м*

В пределах рассматриваемой подзоны мощность нижнеэйфельских отложений, выделенных в кварц-порфировую серию, варьирует в пределах 200—1000 *м* (см. рис. 14).

Вулканогенные породы представлены преимущественно продуктами кислого состава — кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами, их туфами, имеющими наиболее широкое распространение, туффитами, редко туфолавами и игнимбритами, субвулканическими телами кварцевых порфиров. В резко подчиненном количестве присутствуют покровы вулканических пород среднего состава, приуроченных главным образом к верхней части разреза раннеэйфельских отложений (в районе к юго-востоку от г. Змеиногорска).

Как было отмечено, в рассматриваемой подзоне широкое развитие получили осадочные породы, представленные алевролитами, песчаниками, аргиллитами, известковистыми алевролитами, с горизонтами и линзами конгломератов в основании разреза. Наиболее широким распространением осадочные породы пользуются в районах к западу и северо-западу от г. Змеиногорска, а также в восточном от него направлении, где осадочные породы местами полностью слагают весь разрез раннеэйфельских отложений.

Средняя кварц-плагиопорфировая серия. Юго-Западный Алтай в позднеэйфельское время характеризовался наиболее интенсивным проявлением вулканизма, охватившим почти всю его территорию (рис. 15). Осадочно-вулканогенные образования этого возраста на большей части территории Рудного Алтая отличаются сравнительно однородным строением и сложены почти повсеместно лавами, лавобрекчиями, туфолавами и туфами кислого состава. Резко подчиненное значение имеют здесь прослои осадочных пород (известковистых и кремнистых аргиллитов и песчаников). Эпизодически встречаются единичные и маломощные прослои средних и основных эффузивов. Исключением является Лениногорско-Зыряновская подзона, где отложения этого времени представлены главным образом осадочными породами — известковистыми алевролитами, известково-кремнистыми, известково-глинистыми аргиллитами с прослоями песчаников и известняков. Вулканизм в этой подзоне проявился в основном во внедрении субвулканических тел кислого состава, редко сопровождавшихся накоплением пирокластов, еще реже лав. Извержения в этот период происходили в подводных морских условиях (о чем свидетельствует наличие прослоев осадочных морских пород, иногда с остатками радиолярий) из аппаратов центрального типа. Резко преобладающими в составе вулканогенных продуктов являются туфолавы, лавобрекчии и лавы альбитофиров. Несколько меньшим распространением пользуются туфы, представленные преимущественно крупнообломочными разновидностями, залегающими чаще в низах разреза и сменяющимися

выше туфолавами и лавобрекчиями. Местами сохранившиеся реликты альбитизированного плагиоклаза позволяют судить о первичном кварц-плагиопорфировом составе этих пород. Однако при большей степени метаморфизма установить первичную природу альбитизированных пород не всегда представляется возможным.

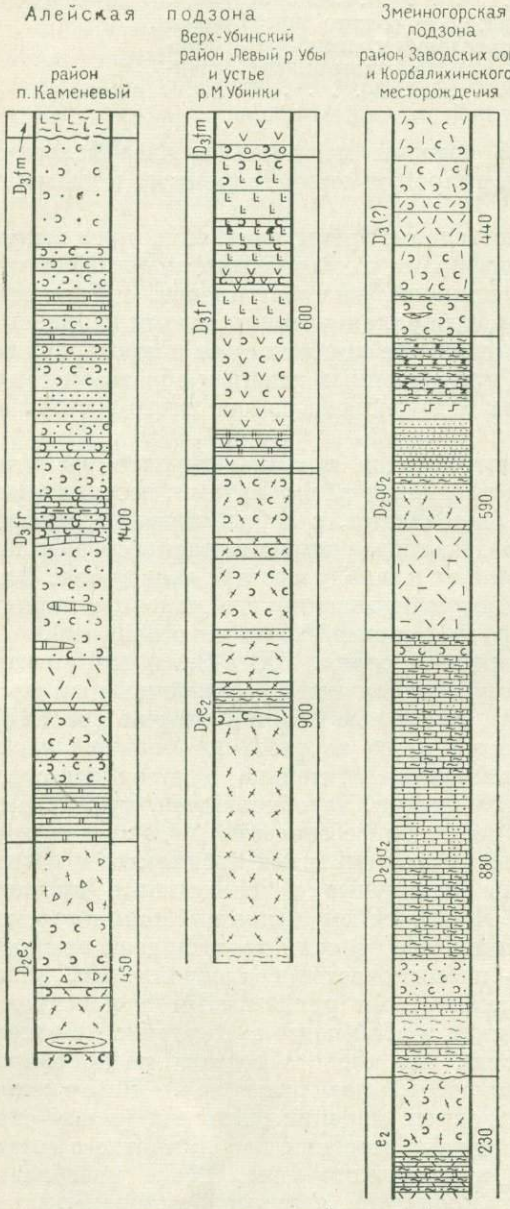


Рис. 15. Разрезы кварц-кератофировой формации (средней и поздней серий) Рудно-Алтайской зоны (по данным Т. Я. Демидовой). Условные обозначения см. рис. 3

Меньшее значение в составе вулканогенных продуктов на территории Рудно-Алтайской зоны имеют лавы дацитового состава, образующие маломощные покровы или же чаще слагающие обособленные участки, наблюдаемые нами в Шемонаихинском районе — на горе Сильково и в Выдрихинском районе — на горе Венидисова. Очень редко в разрезе позднего эйфеля присутствуют маломощные прослои порфиритов основного состава (в Змеиногорском районе, районе пос. Выдрихи). Мощность вулканогенных позднеэйфельских отложений на территории Рудного Алтая колеблется от 350 до 1000—1400 *м*. Некоторое увеличение мощности на территории Алейской подзоны наблюдается в направлении с севера на юг, так, на широте Золотушинского месторождения 350—600 *м*, а в районе пос. Каменевки — 500—1000 *м*. Наибольшая мощность отмечается в пределах Змеиногорской подзоны, на юго-восточной ее окраине, до 1400—1500 *м*.

Широким распространением в Рудном Алтае пользуются субвулканические интрузии, генетически связанные с рассматриваемыми вулканогенными породами и представленные главным образом кварцевыми альбитофирами и кварцевыми плагиопорфирами. Субвулканиче-

ские интрузии располагаются как внутри соответствующей вулканогенной толщи, так и в подстилающих их породах. При этом отмечается зависимость морфологии тел и структуры пород от глубины их формирования. Наличие грубообломочных туфов и лавобрекчий, как правило, свидетельствует о близости центров вулканического извержения. Однако несмотря на широкое развитие вулканогенных пород и грубообломочных фаций среди них установить остатки вулканических аппаратов удается лишь в очень редких случаях. На территории Алейской подзоны вулканические аппараты позднеэйфельского вулканизма с большей достоверностью могут быть выделены на горе Острухе в Верхне-Убинском районе и на горе Ревнюхе — в Выдрихинском районе.

Несмотря на однородное в целом строение позднеэйфельских отложений характерным для них является быстрая фациальная изменчивость пород как по простиранию, так и в разрезе. В пределах Алейской подзоны резкие изменения характера позднеэйфельских образований наблюдались на участке правобережья р. Убы и на горе Острухи. Около горы Острухи, где предположительно выделяется вулканический аппарат, имеют развитие преимущественно эффузивные фации пород, кварцевые альбитофиры, их лавобрекчии и реже туфы, тогда как по удалению от предполагаемых центров на правом берегу р. Убы в разрезе позднеэйфельских отложений главная роль принадлежит пирокластам кислого и меньше смешанного состава, причем более грубообломочные фации характерны для нижних частей разреза, а туффиты с прослоями кремнистых алевролитов — для верхней.

Наибольшая пестрота состава позднеэйфельских образований отмечалась в районе пос. Выдрихи, где наряду с вулканогенными породами кислого состава присутствуют многочисленные прослои осадочных пород мощностью от 5 до 100 *м*, а также маломощные покровы миндалекаменных порфиритов мощностью 5—10 *м*. Эффузивные породы в этом разрезе приурочены в основном к нижней части разреза, а пирокласты, представленные грубообломочными и среднеобломочными туфами и туффитами, преимущественным развитием пользуются в верхней. Увеличение пирокластического материала в разрезах позднеэйфельских отложений установлено на северо-западе Алейской подзоны.

В Змеиногорской подзоне разрез позднеэйфельских отложений также существенно вулканогенный, сложенный породами кислого состава; лавами и лавобрекчиями кварцевых альбитофиров. Мощность отложений здесь составляет 150—200 *м*, редко 350—500 *м* и резко увеличивается на юго-востоке этой зоны — до 1500—1700 *м*. В районе г. Змеиногорска, по данным Е. Б. Яковлевой, отложения делятся на две толщи: нижняя сложена монолитными кварцевыми альбитофирами, лавовыми брекчиями липаритовых порфиров, грубообломочными и зернистыми туфами того же состава, с маломощными прослоями осадочных пород — аргиллитов и известняков, а верхняя — сферолитовыми лавами и полосчатыми липаритовыми порфирами. По данным С. К. Оникиенко, здесь развиты игнимбриты, наличие которых в свою очередь, видимо, свидетельствует о частично наземных условиях проявления вулканизма.

Верхняя кварц-плагиопорфировая серия. На вулканогенных образованиях таловской свиты в пределах северной части Змеиногорской подзоны и Алейской подзоны Рудного Алтая залегает вулканогенная толща сходного состава. В Змеиногорской подзоне эта толща (шипуновская

и давыдовская свиты) охарактеризована позднеживетской фауной и содержит в основании базальные конгломераты. В Алейской зоне верхняя вулканогенная толща (каменевская и снегиревская свиты) охарактеризована франской фауной, подстилающая ее таловская свита фауны не содержит, тем не менее по аналогии со Змеиногорским районом, основываясь на наличии в основании верхней толщи конгломератов, таловской свите и здесь придавался позднеэйфельский возраст *.

Образования верхней серии характеризуются, в отличие от эйфельских, более пестрым составом пород и большей фациальной изменчивостью по простиранию толщ, заметным преобладанием пирокластических разностей над эффузивными, увеличением роли осадочных пород. Интенсивность вулканизма в это время заметно ослабевает, сокращается и площадь его проявления. Если вулканическая деятельность в позднеэйфельское время характеризовалась излиянием главным образом лав и лавобрекчий кислого состава, то во франское время вулканизм характеризовался преимущественно эксплозивной деятельностью и накоплением пирокластического материала. Так же как и для позднеэйфельских образований, преобладающими среди вулканогенных продуктов являлись породы кварц-плагиопорфирового состава, впоследствии в разной степени альбитизированные. Вместе с тем в составе франских образований, по сравнению с эйфельскими, большим распространением пользуются породы дацитового состава. Локально имели место извержения пород андезитового и базальтового состава, проявленные главным образом в начале этого периода. Так, в районе Николаевского месторождения вулканизм франского века начался излиянием лав базальтовых порфиритов, мощность покровов которых достигает 200 *м* при очень ограниченной площади их распространения. Увеличение основности пород в целом до дацитового и даже андезитового состава намечается в направлении с севера на юг. На южном погружении Алейского антиклинория (в районах Верх-Убы, Феклистовки) по характеру разрезов можно условно выделить две полосы их распространения: 1) юго-западную, прилегающую к Иртышской зоне смятия, и 2) восточную, тяготеющую к Шемонаихинско-Секисовской зоне разломов. Если в составе пород первой преобладающими являются пирокластические породы, переслаивающиеся с осадочными, то для последней отмечается значительная роль эффузивной фации. Видимо, вулканические аппараты франского времени располагались главным образом в восточной полосе.

Верхняя кварц-плагиопорфировая серия в Змеиногорской подзоне имеет живетский и условно позднедевонский возраст и характеризуется довольно пестрым составом. Активность вулканизма в этот период значительно ослабла и вулканизм проявился главным образом на севере, в районе г. Змеиногорска, но и здесь вулканогенные породы занимают в разрезе отложений незначительный объем, залегая среди осадочных пород, представленных известковистыми аргиллитами, полимиктовыми и вулканогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Во время проявления вулканизма продукты излияния характеризовались существенно кислым составом и лишь в конце позднеживетского времени имело место излияние базальтовых лав и внедрение связанных с ними субвулка-

* В настоящей работе для сохранения единообразия для таловской свиты повсюду принят эйфельский и эйфельско-живетский возраст.

нических интрузий диабазов. Количество пород основного состава возрастает в юго-восточном направлении от г. Змеиногорска, где их мощность достигает 200 *м*. Затем, предположительно в позднем девоне (по В. П. Ходареву и Н. М. Кужельному, 1956), снова накапливались породы кислого состава. Однако если в низах разреза в составе вулканогенных кислых пород (нижнедавыдовской подсвиты) преобладающими являются лавы и лавобрекчии кварц-порфирового и кварц-альбитофирового состава, то в верхах разреза отложений (условно относимых к позднему девону) большим развитием пользуются пирокластические породы: туфы, туффиты, туфопесчаники, реже лавы кварцевых альбитофиров и с ними связанные субвулканические массивы фельзит-порфиров.

Южно-Алтайская зона. Наиболее древние вулканогенные образования девона Южно-Алтайской зоны залегают в ее крайней юго-восточной части, выделяемой в Бейбердинскую подзону. Судя по возрасту отложений, вулканическая деятельность началась здесь в конце раннего девона (кобленцского века) и продолжалась в эйфельском веке. На большей части Южно-Алтайской зоны в раннем эйфеле отлагались нормальные морские осадки и лишь на участках, прилегающих к Горному Алтаю, в это время локально проявился вулканизм. Об этом свидетельствует наличие вулканогенных пород в северо-западной части зоны в разрезах хр. Холзун и к востоку от г. Лениногорска, в так называемой Карелинской зоне смятия. Во второй половине эйфельского века центры вулканизма, видимо, сместились из восточной части Южно-Алтайской зоны на ее большую западную часть. В Байбердинской подзоне девонские вулканические породы распространены особенно широко в восточной части Курчумского хребта, откуда они в юго-восточном направлении протягиваются на восточную оконечность оз. Маркаколь и далее через хр. Азутау, урочище Сарлы-тан и хр. Ушкурмынкер. В хр. Сарымсакты они наиболее распространены в бассейне р. Сарымсакты. Во всех перечисленных районах формация сложена преимущественно кислыми эффузивами и их туфами, подчиненную роль играют эффузивы андезит-дацитового состава, развитые главным образом в основании вулканогенного разреза. Осадочные породы в отмеченных районах встречаются редко; представлены они маломощными (25—200 *м*) прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и черных углистых сланцев. Севернее Нарымо-Бухтарминской впадины (Катонской долины), на правобережье р. Бухтармы, вулканогенные породы фациально замещаются осадочными породами карбонатно-сланцевого состава. Еще севернее, в бассейне р. Черемошки, по р. Середчихе, разрез отложений (мощность 1400 *м*) становится вулканогенно-осадочным. Среди кислых эффузивов Бейбердинской подзоны наиболее распространены измененные в той или иной степени процессами метаморфизма кварцевые альбитофиры, базокварцевые альбитофиры, кварцевые плагиопорфиры, реже кварцевые порфиры (альбитизированные). К вулканогенному комплексу Байбердинской подзоны кроме лав и туфов относятся породы жерловой и дайковой фаций, а также субвулканические интрузии кварцевых плагиопорфиров и микроплагиогранитов. Контакты этих тел с вмещающими породами в одних случаях имеют согласный характер, в других — секущий. В ряде случаев эти образования дают постепенные переходы к породам эффузивной фации. В восточной части Курчумского хребта, там, где субвулканические интрузивнее тела прорывают песчано-сланцевые отложения ордовика, обнаруживается, что

в плане они имеют форму неправильного овала площадью от сотен квадратных метров до 2—3 $км^2$, реже значительно больше (массив Сартыгрок). Они образуют штоки, некки и жилоподобные тела. Вулканогенные породы кварц-кератофировой формации Байбердинской подзоны и связанные с ними субвулканические интрузии повсеместно метаморфизованы, рассланцованы или метасоматически изменены. Интенсивность метаморфизма особенно возрастает около верхнепалеозойских гранитных интрузий и над криптобатолитовыми интрузиями предположительно также позднепалеозойского возраста. Наибольшей степени метаморфизм здесь наблюдается в зоне шириной до 8—10 *км*, протягивающийся вдоль Тополевского глубинного разлома (параллельно р. Тополевке) от хр. Ушкурмынкер на юге до хр. Сарымсакты на севере. Строение кварц-кератофировой формации в восточной части Курчумского хребта иллюстрирует разрез по правому склону долины р. Акбулак. Здесь отмечается чередование серых, светло-серых кварцевых порфиров, которые преобладают в разрезе, с кварцевыми альбитофирами, базокварцевыми порфирами, темно-серыми туфами, переслаивающимися с грубозернистыми туффитами, песчаниками и алевролитами. Мощность кварц-кератофировой формации в целом значительна, она колеблется от 1500 до 3000 *м*.

Вулканическая деятельность, проявившаяся весьма интенсивно к югу от Нарымо-Бухтарминской впадины (в пределах восточных участков южноалтайских хребтов), к северу от нее затухает. В результате этого в разрезах синхронных отложений, по правобережью р. Бухтармы, эффузивы полностью отсутствуют. Лишь севернее, в бассейне р. Черемошки, вулканические породы в разрезе появляются снова, причем здесь среди них присутствуют породы средней основности — андезиты и андезит-дациты, кислые — альбитофиры и осадочные породы. Это хорошо наблюдается в разрезе по р. Середчихе. Андезитовые и андезит-дацитовые порфириты в виде отдельных прослоек встречаются главным образом в низах разреза, среди песчаников и сланцев, на контакте карбонатно-песчано-сланцевой и кварц-кератофировой формаций. Верхи разреза представлены лавами и туфами альбитофиров и дацитовых порфиров мощностью 300—400 *м*. Далее в северо-западном направлении эйфельские образования не прослеживаются будучи перекрыты турнейской осадочно-вулканогенной формацией. Во второй половине эйфельского века центры вулканизма, по-видимому, сместилась из восточной части Южно-Алтайской зоны (Байбердинской подзоны) в ее большую западную часть, Холзунско-Сарымсактинскую подзону. Таким образом, в Холзунско-Сарымсактинской подзоне вулканогенные образования имеют преимущественно позднеэйфельский возраст. Вулканогенными образованиями подзоны сложены две почти непрерывные полосы, протягивающиеся от р. Алкобек на юго-востоке до района верхнего течения р. Убы на северо-западе, где они по системе разломов контактируют с одновозрастными вулканогенными толщами Коргонского пригеосинклинального прогиба. На крайнем юге, южнее оз. Маркаколь, эти две полосы сливаются в одну; осадочные породы здесь среди них отсутствуют совершенно. Севернее, в пределах хр. Сарымсакты, по р. Бухтарме и р. Черневой, они четко разделены выступами осадочных пород в ядре антиклинальной структуры.

Среди вулканогенных образований также весьма широко распространены осадочные отложения. В целом осадочно-вулканогенные образования верхнего эйфеля отличаются большой фациальной изменчивостью как

в отношении участия в их разрезах вулканогенного материала, особенно лав, так и петрохимическим составом последних. На отдельных участках, по-видимому, близких к вулканическим центрам, вулканические породы образуют мощные раздувы, в промежутках между которыми по простиранию толщ их мощность значительно уменьшается, а местами горизонты вулканических пород почти выклиниваются, фациально замещаясь осадочными образованиями. В других случаях мощная толща вулканогенных пород расщепляется на несколько прослоев, разделенных осадочными породами. Отмечается также по простиранию изменение количества пирокластического материала, а участками — смена лав кислого состава лавами средней основности. Наибольшим развитием кислые эффузивы и пирокласты пользуются к югу от оз. Маркаколь и в Курчумском хребте, где почти весь разрез эйфельских отложений сложен вулканогенными породами, мощность которых здесь превышает 3000—3500 *м*.

Помимо обилия вулканогенного материала эта толща формации в районе Курчумского хребта характеризуется еще следующими особенностями, свидетельствующими, видимо, о близости центров извержения: 1) широким развитием среди туфов грубообломочных разностей с размером обломков 5—10 *см*; 2) преобладанием в составе туфогенно-осадочных образований мелкогалечных конгломератов, грубозернистых туффитов и косослоистых песчаников, засорением карбонатных пород пирокластическим материалом; 3) наличием большого количества порфировых тел субвулканических интрузий, расположенных цепочкой вдоль древних разломов, ориентированных в северо-западном и субширотном направлениях. Кроме субвулканических интрузий порфирового состава наблюдаются и интрузии андезитового состава, последние тяготеют преимущественно к зоне Тополевского глубинного разлома.

Севернее, в пределах хр. Сарымсакты, роль эффузивного материала в разрезе резко падает, что хорошо видно на обоих крыльях Беркутаульской антиклинали. Большим развитием эффузивы пользуются в участках, расположенных восточнее Беркутаульской структуры, в полосе, прилегающей с запада к Тополевскому глубинному разлому, где они представлены переслаивающимися лавами и туфами кварцевых порфиров, реже кварцевых альбитофиров.

Юго-западнее Тополевского разлома, в области восточного крыла Беркутаульской антиклинали, верхнеэйфельская вулканогенная толща имеет мощность всего 600 *м* и представлена туфогенными конгломератами, туфами кварцевых альбитофиров, реже лавами, переслаивающимися с алевролитами, часто известковистыми, известняками и доломитами. Особенностью разреза этого участка является обилие так называемых туфогенных конгломератов и песчаников. По характеру залегания различаются два типа туфогенных конгломератов, залегающие в виде пластов от 0,2 до 8—10 *м* с резкими контактами в толще алевролитов (Южно-Алтайское месторождение) и образующие совместно с туфогенными песчаниками и алевролитами «флишоидную» пачку (Канкайское месторождение). Вулканогенная толща в хр. Сарымсакты перекрыта существенно карбонатно-доломитовой толщей.

На западном крыле Беркутаульской антиклинали верхнеэйфельские вулканогенно-осадочные отложения представлены главным образом туффитами и мелкообломочными туфами кислых эффузивов, переслаивающихся с алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками

мощностью около 1700 *м*. Нижняя толща перекрывается второй карбонатно-туфогенной толщей, сложенной туфами и туффитами, редко лавами кварцевых альбитофиров, известняками, имеющей общую мощность 500—600 *м*, которая в свою очередь перекрывается толщей известковистых песчаников. В западной части хр. Сарымсакты эти образования местами прорваны небольшими телами субвулканических интрузий фельзитовидных базокварцевых альбитофиров. Разрез вулканогенных толщ фациально сильно изменяется. Так, севернее, в районе с. Печи (на р. Бухтарме) роль собственно эффузивной фации в разрезе вновь резко возрастает, но асимметричность в распределении эффузивных пород на двух крыльях антиклинальной складки сохраняется. На северо-восточном крыле антиклинальной структуры мощность вулканогенной толщи, по данным Г. М. Бельговского, составляет 1400 *м*. В основании толщи залегает пачка в 750 *м* переслаивания лав и туфов кварцевых кератофиров, кварцевых порфиров и альбитизированных кварцевых порфиров, с ними пространственно тесно ассоциируют неправильные линзовидные тела субвулканических интрузий кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Севернее пос. Коробиха и южнее пос. Печи эта пачка фациально замещается известковистыми алевролитами и песчаниками. Выше залегает пачка туфов, реже лав, кварцевых порфиритов, мощность которой составляет 600—650 *м*.

На юго-западном крыле антиклинали в основании вулканогенной толщи выделяется мощная пачка рассланцованных кварцевых кератофиров (альбитофиров) и их туфов с прослоями осадочных пород. Мощность этой пачки изменяется от 1900 *м* на юго-востоке до 950 *м* на северо-западе. Только местами в основании этой пачки устанавливается маломощный горизонт кварцевых порфиров, столь распространенных в нижней половине разреза на северо-восточном крыле. Выше залегает пачка кварцевых альбитофиров и их туфов, мощность которой меняется от 400 до 1225 *м*; на северо-западе она фациально замещается осадочными породами — известковистыми алевролитами и песчаниками с отдельными линзообразными телами базокварцевых альбитофиров. Стратиграфически еще выше выделена толща базокварцевых кератофиров, в эффузивной и экструзивной фациях, максимальной мощностью 625 *м*. По простиранию она прослеживается еще на меньшее расстояние, чем предыдущая пачка, и замещается фациально известняками и известковистыми алевролитами и песчаниками. Максимальная мощность вулканогенной толщи на юго-западном крыле составляет 3750 *м* против 1400 *м* на северо-восточном крыле. Северо-западнее устья р. Язовой мощность вулканогенной толщи снова увеличивается. В бассейне р. Черневой вулканогенная толща разделена пачкой осадочных пород на две сравнительно маломощные вулканогенные пачки; нижняя пачка сложена существенно кварцевыми порфирами, которые сопровождаются вытянутыми в северо-западном направлении субвулканическими интрузиями афировых кварцевых порфиров с характерной гранофировой микроструктурой. Верхняя пачка представлена главным образом туфами и лавами кварцевых и базокварцевых альбитофиров. В бассейне р. Хамир наблюдается многократное чередование вулканогенных и осадочных пачек. В верхнем течении р. Большая Речка, правого притока р. Хамир, в составе верхней вулканогенной пачки значительное участие принимают лавы и туфы андезитовых и дацитовых порфиритов. Севернее и западнее рек Таловый Тургусун и Барсук мощ-

ность верхней вулканогенной пачки снова резко возрастает. Она здесь образует северо-восточное крыло Белоубинской структуры и перекрывается осадочными породами живетско-верхнедевонской аспидной формации. На юго-западном крыле Белоубинской синклинали верхнеэйфельская вулканогенная толща сложена преимущественно кварцевыми альбитофирами и их туфами, лишь в самых верхах отмечаются прослои туфов и лав андезит-дацитового состава. В верхах этой толщи, на границе с вышележащими породами аспидной формации, так же как и на северо-восточном крыле Белоубинской синклинали, отмечаются линзовидные тела кварцевых и базокварцевых плагиопорфиров субвулканического типа.

Наиболее распространенными в составе эффузивной фации пород являются разности, состоящие из порфировых выделений кварца и альбита и тонкозернистой основной массы аналогичного состава с примесью гидрослюд, серицита и хлорита. Большинство геологов, работающих на территории Рудного Алтая, применяют к ним термин кварцевый альбитофир. Е. Б. Яковлева предложила называть их липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами, считая эти породы измененными альбитизированными их разностями. Первичный состав рассматриваемых кислых пород не был одинаков. Местами удается обнаружить реликты калиевых полевых шпатов, местами же можно обнаружить во вкрапленниках только альбитизированные зерна плагиоклаза состава олигоклаза. Но в большинстве случаев установить первичную природу полевых шпатов не удается. Поэтому нам кажется более целесообразным в этом случае сохранить за этими породами термин кварцевый альбитофир.

Кварцевые альбитофиры наиболее распространены среди кислых эффузивов формации и встречаются по всему ее разрезу. Однако наибольший объем они занимают среди эффузивов плагиопорфировой серии. Вкрапленники в них представлены зернами кварца и альбита и их гломеропорфировыми сростками. По объему вкрапленники составляют от 5 до 20—25%. Количественные соотношения между зернами кварца и альбита варьируют. Альбит — вторичный развит по полевому шпату, утратившему следы первичного состава. Устанавливаются две основные разновидности альбита во вкрапленниках: 1) альбит с полисинтетическими двойниками, с равномерным развитием серицита в его зернах, иногда с развитием хлорита по плоскостям спайности (рис. 16); 2) альбит с простыми двойниками, обычно пятнистого облика, с пятнами прозрачного альбита и пелитизированного полевого шпата.

Все измерения (более 20) угла оптических осей обеих разностей альбита показывают значения более 80°, что свидетельствует о низкотемпературной вторичной природе альбита. Номер альбита колеблется от 2—3 до 10—12. Более распространенными являются кварцевые альбитофиры с вышеотмеченной первой разновидностью альбита. Альбит второго вида (пятнистый, чаще с простыми двойниками) отмечался в кварцевых альбитофирах раннего эйфеля и таловской свиты в Верх-Убинском и Змеиногорском районах. Различный облик зерен альбита, видимо, обусловлен разным составом замещенного им полевого шпата. Альбит с полисинтетическими двойниками замутненный тонкочешуйчатым серицитом скорее всего развивался по плагиоклазу — олигоклазу. Альбит же пятнистого облика — по калиевому полевому шпату (в альбитизированных кварцевых порфирах раннеэйфельского возраста удавалось наблюдать реликтовые пятна бурого пелитизированного калишпата). Согласно химическим

анализам именно эти породы отличаются особо резко выраженной недосыщенностью щелочами и преобладанием в составе щелочей окиси калия.

В фельзитовой, микропойкилитовой, тонкозернистой основной массе кварцевых альбитофиров в большом количестве развиты серицит, гидрослюды, хлорит, карбонат, лейкоксен, эпидот, гидроокислы железа. Из акцессорных наиболее часто присутствуют апатит, циркон, реже сфен, из рудных — пирит.

Базокварцевые альбитофиры отличаются от вышеописанных пород отсутствием во вкрапленниках кварца.

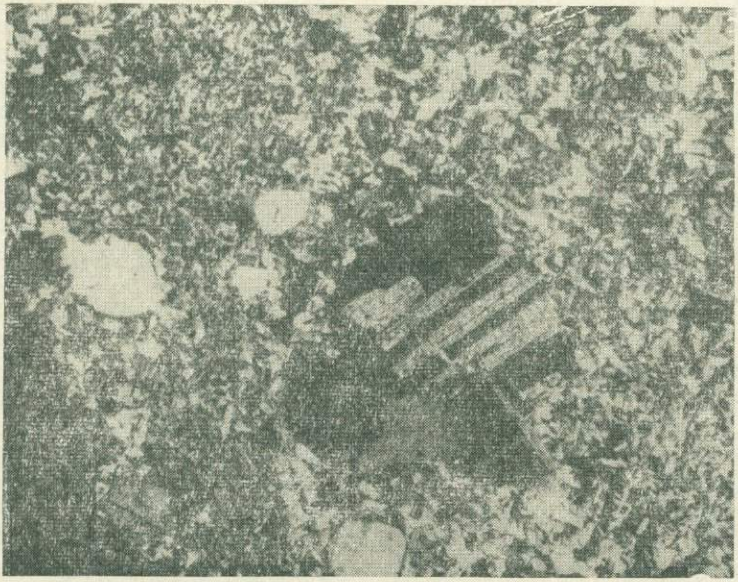


Рис. 16. Вкрапленники альбита с полисинтетическими двойниками в кварцевых альбитофирах третьей серии (шл. 113, увел. 25, с анализатором)

Кварцевые плагиопорфиры, присутствующие главным образом в отложениях позднеэйфельского и франского возраста, в неизмененном виде встречаются редко, чаще же представлены альбитизированными разностями, иногда измененными до такой степени, что их первичный состав распознается с большим трудом (в этом случае породы рассматриваются как кварцевые альбитофиры). Более обычны кварцевые плагиопорфиры в отложениях франского возраста. К этой группе кварцевых плагиопорфиров отнесены порфиры, фенокристаллы полевого шпата которых представлены альбитизированным олигоклазом, сохранившим реликты первичного состава. Макроскопически они имеют различную окраску: серую, зеленовато-серую, желтовато-серую, лиловатую (лиловые цвета чаще присущи породам франского возраста). Вкрапленники в них составляют от 2—5 до 10—15% объема, размер их варьирует от 0,5 до 2 *мм*, реже 3—4 *мм*, представлены они зернами кварца и полевого шпата, содержащимися примерно в равных количествах. Полевой шпат — олигоклаз

присутствует как в виде отдельных фенокристаллов, так и в виде гломеропорфировых их сростков. Его зерна обладают правильной кристаллографической широкотаблитчатой формой с четкими полисинтетическими двойниками. Замеры на Федоровском столике и по углу симметричного угасания в разрезах 010 показали колебания состава плагиоклаза от № 13 до № 20. Угол оптических осей составляет (—) 68—82°. Характерно для зерен плагиоклаза равномерное распределение в них вторичных продуктов — пелитового вещества и тонкочешуйчатого серицита; в меньшем количестве развиты вторичные минералы, карбонат, хлорит, минералы из группы эпидота. В кварцевых плагиопорфирах во вкрапленниках иногда наблюдались гранофировые сростки кварца и полевого шпата, имеющие неправильную форму и размер 0,5—1,5 *мм*, а также каемки гранофирового сложения вокруг фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса этих пород характеризуется следующими типами структур: фельзитовой, в разной степени перекристаллизованной, сферолитовой, также перекристаллизованной с концентрически-зональным строением реликтовых сферолитов, микропойкилитовой и аллотриоморфнозернистой. Часто наблюдается сочетание нескольких структур в одном шлифе.

Кварцевые порфиры наиболее типичны для пород первой серии (низов разреза кварц-кератофировой формации как Рудно-Алтайской, так и Южно-Алтайской зон), изредка встречаются в образованиях второй и третьей серий. Вкрапленники в этих породах представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и иногда альбитом. Количество их варьирует от 3—5 до 20—25% объема породы и размер от 0,5 до 3 *мм*. Кварцевые порфиры с более крупными фенокристаллами и большим их количеством отмечались в раннеэйфельских образованиях Змеиногорского района. Фенокристаллы кварца, по количеству нередко являющиеся преобладающими, имеют округлую форму, часто с изъеденными очертаниями и заливами в них тонкозернистой основной массы. Калиевый полевой шпат представлен широкотаблитчатыми интенсивно пелитизированными зернами ортоклаза в разной степени альбитизированного, от развивающихся по нему пятен прозрачного альбита до полного его замещения зернами альбита. В Южно-Алтайской зоне отмечалось развитие по ортоклазу шахматного альбита. В кварцевых порфирах давыдовской свиты, в Змеиногорском районе, по ортоклазу наблюдалось развитие тонкочешуйчатого бурого биотита. Довольно обычно развитие в зернах калиевого полевого шпата тонкочешуйчатого серицита. Основная масса этих пород чаще характеризуется фельзитовой структурой, в той или иной степени перекристаллизованной, иногда со следами микропойкилитовых и сферолитовых структур. Состав основной массы существенно кварц-полевошпатовый с развитием вторичных тонкочешуйчатых минералов: серицита, меньше хлорита и карбоната.

Дацитовые порфиры в составе вулканогенных пород формации имеют подчиненное значение. В большем количестве они присутствуют в верхней части разреза эйфельского яруса в Южно-Алтайской зоне и в отложениях франского возраста. Макроскопически от кварцевых альбитофиров и кварцевых плагиопорфиров отличаются более темной окраской с преобладающими серыми оттенками. На фоне основной массы породы в них четко выделяются удлиненнотаблитчатые зерна плагиоклаза. Под микроскопом во вкрапленниках помимо плагиоклаза устанавливаются редкие таблитчатые псевдоморфозы хлорита, видимо, по темноцветным минералам,

и иногда единичные зерна кварца. Вкрапленники составляют 5—15% объема, размер их 1—2,5 *мм*. Плагиоклаз в той или иной степени альбитизирован, замещается серицитом, меньше хлоритом, карбонатом, зернами минералов группы эпидота.

Для основной массы дацитовых порфиров характерны микропойкилитовая и редко фельзитовая структуры. В отличие от кварцевых альбитофиров и кварцевых плагиопорфиров в основной массе развиты в большем количестве такие минералы, как хлорит, лейкоксен, карбонат, иногда эпидот. Наиболее редкими разностями в составе рассматриваемой формации являются андезитовые порфириты, отмеченные в составе гериховской свиты в районе Камышинки (Шемонаихинский район), в составе нерасчлененных франских отложений. Несколько чаще они встречаются в верхах эйфельских отложений Южно-Алтайской зоны. Макроскопически это массивные и рассланцованные зелено-серые и темно-серые породы, иногда с пятнистыми выделениями темно-зеленого хлорита, придающими им туфовидный облик. Во вкрапленниках, составляющих 10—15% объема породы, присутствует главным образом деанортизированный плагиоклаз, частично замещенный хлоритом, карбонатом, серицитом и альбитом, изредка зеленая роговая обманка. Для основной массы породы характерны микролитовые, пилотакситовые и интерсертальные структуры с широким развитием вторичных минералов, главным образом хлорита, иногда эпидота и биотита, выполняющих совместно с рудными минералами пространство между беспорядочно расположенными лейстами альбита. Очень редко отмечается развитие игольчатого актинолита и зерен кварца. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом.

Породы основного состава пользуются довольно ограниченным распространением. На территории Алейской подзоны больший объем они занимают в основании разреза франских отложений, в Лениногорско-Зыряновской подзоне они присутствуют в средней части разреза эйфельских образований, в Змеиногорской подзоне приурочены к верхней части разреза живетских отложений. Представлены они диабазовыми и базальтовыми порфиритами, в подчиненном количестве пирокластическими породами. Диабазовые и базальтовые порфириты имеют как порфировое, так и афировое сложение. Причем в гериховской свите в Алейской подзоне (в районе горы Силькова) более обычны породы порфировой структуры, а в давыдовской свите (в Змеиногорском районе) — базальты афирового сложения. Первичными минералами этих пород являются плагиоклаз и иногда пироксен. Очень широкое развитие в породах получили вторичные минералы, главным образом хлорит, карбонат, эпидот, меньше — серицит, биотит, лейкоксен, иногда пренит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, пиритом и магнетитом. Плагиоклаз во вкрапленниках соссюритизирован с развитием хлорита, эпидота, карбоната, серицита. Микролиты в основной массе представлены альбитом. Пироксен — авгит с константами: $2V = +56—57°$; $cNg = 40—45°$, замещается хлоритом. По соотношению стекла и микролитов структура основной массы меняется от гиалопилитовой до микролитовой. Интерсертальные и гиалопилитовые структуры обычны в базальтах давыдовской свиты; более полной раскристаллизацией отличаются порфириты гериховской свиты.

Пирокластическая фация пород кварц-кератофировой формации. Наиболее широко представлены туфы, по составу отвечающие кварцевым

альбитофирам, кварцевым порфирам, дацитовым порфирам; реже встречаются пирокласты среднего и основного состава, в основном распространенные в эйфельских отложениях Лениногорско-Зыряновской подзоны на сопке Холозова и в Алейской подзоне. Для отложений раннего эйфеля на территории Рудно-Алтайской зоны характерны мелкообломочные витрокластические туфы кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Крупнообломочные пирокласты отмечаются в районах, где предположительно выделяются центры вулканических извержений (например, в пределах Лениногорского рудного поля). Агломератовые туфы, входящие в состав лениногорской свиты, представляют собой пестроокрашенные породы с розоватыми, серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми обломками в темно-сером, местами окремненном и хлоритизированном цементе.

Размер обломков варьирует от 1 *мм* до 3—6 *см*. По соотношению количества обломков и цемента последний относится к базальному типу. Под микроскопом обнаруживается алевролитовая структура цемента с примесью пеплового материала. В составе обломков присутствуют порфиры, пепловые туфы, раскристаллизованные стекла, кварцитовидные породы, зерна кварца и полевого шпата, основная масса кислых эффузивов с перекристаллизованной фельзитовой или микропойкилитовой структурой и осадочные породы. Преобладают обломки порфиров и их основной массы. Форма обломков угловатая.

Наиболее часто встречаемыми среди пирокластических пород раннеэйфельского времени являются мелко-среднеобломочные туфы кварцевых порфиров. Макроскопически это зеленовато-серые, желтовато-серые и серые породы массивной и полосчатой текстуры. Структура туфов — витрокристаллокластическая, кристаллокластическая и литокристаллокластическая, преобладают обломки размером 0,5—2 *мм*. Характерным для туфов является сохранность во многих случаях реликтов пепловой структуры цемента с нацело серицитизированными рогульками (осколками) стекла (рис. 17). Как правило, в цементе широко развиты вторичные минералы, среди которых преобладают тонкочешуйчатый серицит; несколько в меньших количествах развит тонкочешуйчатый хлорит, иногда карбонат, кварц, лейкоксен и гидроокислы железа.

В отличие от раннеэйфельских отложений, пирокласты позднеэйфельского и франского времени представлены часто крупно- и грубообломочными разностями. По составу они отвечают кварцевым альбитофирам, кварцевым плагиопорфирам, реже дацитовым порфирам, кварцевым порфирам и туфам смешанного состава. По структуре туфы — литокластические, литокристаллокластические, реже кристаллокластические и витрокластические. По размеру обломков туфы мелко-, средне-, крупно- и грубообломочные. По составу обломков наиболее распространенными являются туфы кварцевых альбитофиров, состоящие из обломков кварцевых альбитофиров, чаще их перекристаллизованной основной массы и кристаллокластов кварца и альбита (№ 5—10). Первичная структура цемента туфов бывает заметна очень редко. Обычно цементирующая масса перекристаллизована в мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с развитием тонкочешуйчатого серицита, хлорита, бурого биотита, карбоната, лейкоксена, гидроокислов железа. Очень редко в туфах бывает заметна пепловая структура. Иногда в тонкозернистой массе туфов отмечалось развитие мелких вторичных сферолитов.

Туффиты широко распространены среди отложений франского времени. В эйфельских отложениях встречаются сравнительно реже, обычно в районах, удаленных от центров извержения. Представлены туффиты преимущественно псаммитовыми, алевритовыми и алевропсаммитовыми разностями. Сортировка обломков по размеру далеко не совершенна, нередко в одном шлифе наблюдаются обломки размером от 0,1 до 3—4 *мм*. Форма обломков угловатая, полуокатанная. Наиболее распространены туффиты кислого состава, среди обломочного материала которых преобладают зерна кварца и альбита, в меньшем количестве присутствуют обломки раскристаллизованных стекол кислого состава, кислых эффузи-

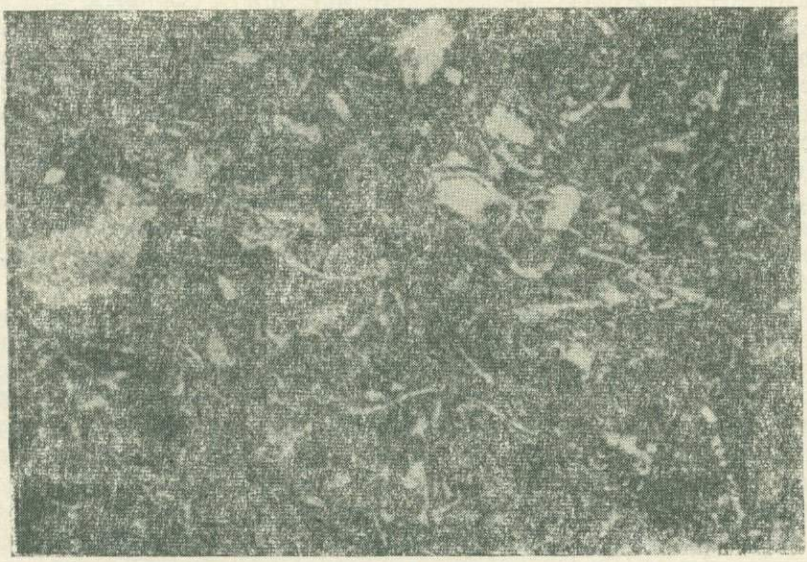


Рис. 17. Пепловая структура цемента туфов первой серии. Лениногорское рудное поле (шл. 3005б, увел. 25, без анализатора)

вов, серицитизированных пород и хлоритизированных пород основного состава, более редки обломки осадочных пород, очень редко встречались обломки зерен калиевого полевого шпата. В туффитах франского возраста встречались обломки гранофировых сростков кварца и полевого шпата. По соотношению количества обломков и цемента последний относится к базальному типу, реже — соприкосновения. Цемент, как правило, перекристаллизованный, существенно кварц-полевошпатового состава, с развитием тонкочешуйчатого хлорита, серицита, чешуек биотита, зерен карбоната, лейкоксена, редко эпидота.

Субвулканические интрузии кварц-кератофировой формации пользуются широким распространением на территории Юго-Западного Алтая. Они слагают разнообразные по форме тела размером от первых метров до 2—2,5 *км*^{2}. Наиболее обычны лакколитоподобные, штокообразные, пластообразные тела, гарполиты, массивы неправильной формы, дайки и силлы. Дайковая и силловая формы характерны для пород основного состава. Кислые субвулканические интрузии имеют дайковую форму обычно

в том случае, если они залегают в породах, подстилающих вулканогенную толщу, с которой они связаны. Так, большая часть даек, окаймляющих выходы каледонского фундамента Алейского и Синюшинского антиклинориев, видимо, связана с вулканизмом кварц-кератофировой формации и в свое время являлась их магмаподводящими каналами. Субвулканические интрузии сложены главным образом породами кислого и в подчиненном количестве породами основного состава: кварцевыми порфирами, кварцевыми альбитофирами, кварцевыми плагиопорфирами, плагиопорфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

С вулканогенной толщей раннеэйфельского возраста ассоциируют субвулканические интрузии наиболее кислого состава — кварц-порфирового. Сравнительно крупные массивы этих пород, достигающие размера до 0,5—2 $км^2$, наблюдались в районах Верх-Убинского, Змеиногорского, Опенышевского и Золотушинского рудных полей. Детальные геологические карты этих районов наглядно иллюстрируют четкую приуроченность интрузий кварцевых порфиров к породам раннеэйфельского возраста (часто к верхней части их разреза), в пределах вышележащей таловской свиты они отсутствуют. В Змеиногорском районе в отложениях раннеэйфельского возраста были встречены массивы кварцевых порфиров, которые, по данным Е. Б. Яковлевой, секут породы нижней части эйфельских отложений и секутся субвулканическими породами позднеэйфельского возраста. Галька их встречается в основании шипуновской свиты живетского возраста. Аналогичные кварцевые порфиры встречаются и в пределах Южно-Алтайской структурно-формационной зоны, где они были отмечены в районе Петровой Речки, Мягкого ключа, Коробихинского месторождения и др. В составе кварцевых порфиров полевой шпат обычно калиевый. Химические анализы показывают преобладание калия над натрием как и в эффузивах раннеэйфельского возраста. Описываемые породы имеют афировую и порфировую структуры, во вкрапленниках кварц и альбитизированный калиевый полевой шпат. Основная масса микропойкилитовая, метасферолитовая и микрогранофировая.

В связи с проявлением вулканизма в позднеэйфельское время чаще встречаются интрузии кварцевых альбитофиров и кварцевых плагиопорфиров; с вулканизмом же франского времени обычно ассоциируют породы несколько более основного состава — кварц-плагиопорфирового, плагиопорфирового, дацитового, а также тела основного состава — диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов и кислого состава — кварцевых альбитофиров. Ввиду большого петрографического и петрохимического сходства последних с кварцевыми альбитофирами позднеэйфельского возраста не всегда представляется возможность их различать, и только в случае совместного нахождения можно установить их возрастные взаимоотношения на основании пересечения одних другими. При этом отмечается более крупнозернистое сложение основной массы в породах франского времени, что, видимо, обусловлено большей глубиной их образования (рис. 18). Наиболее широко распространены среди субвулканических пород позднеэйфельского и франского времени кварцевые альбитофиры и кварцевые плагиопорфиры. Под микроскопом выявляется их большое сходство с породами эффузивных фаций. Однако нередко они отличаются большим числом и более крупным размером вкрапленников, составляющих 20—40% объема породы. Основная масса характеризуется более крупнозернистым сложением; обычными для нее являются

сферолитовые структуры с размером сферолитов от 0,1 до 0,5 *мм*, микропойкилитовые структуры, иногда с участками гранофирового сложения, реже фельзитовые структуры. Во вкрапленниках присутствуют кварц, плагиоклаз — олигоклаз и альбит (№ 2—7), очень редко биотит. Контактовое воздействие субвулканических интрузий на вмещающие породы очень незначительное. Так, алевролиты на контакте с наиболее крупными интрузиями кварцевых альбитофиров, развитых на Зыряновском месторождении, испытали очень слабые окварцевание и биотитизацию, отмечавшиеся на расстоянии 15—20 *см* от непосредственного контакта.

Рис. 18. Метасферолитовая структура основной массы субвулканических кварцевых плагиопорфиров третьей серии (шл. 751, увел. 50, с анализатором)

Несмотря на довольно ограниченное развитие в формации эффузивов основного состава, субвулканические интрузии, с ними связанные, имеют сравнительно большое распространение. Представлены они диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, мелкозернистыми кварцевыми диабазами и небольшими массивами мелкозернистых габбро. Породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз, пироксен, амфибол и изредка кварц (в кварцевых диабазах). Вторичные минералы — хлорит, пренит, эпидот, цоизит, карбонат, лейкоксен, мусковит, гематит. Породы имеют мелкозернистое и среднезернистое сложение, с реликтами габбровой, габбро-офитовой, диабазовой, пойкилитовой типами структур.

Гидротермальный метаморфизм в связи с эффузивной деятельностью во время формирования кварц-кератофировой формации, видимо, был проявлен достаточно широко, но обычно замаскирован более поздними наложенными метаморфическими процессами. Однако в ряде мест гидро-

термальный метаморфизм в породах кварц-кератофировой формации проявлен:

1) в районе Опенышевского месторождения, где обнаружены тела монокварцитов с редкими гнездами андалузита, образовавшиеся по породам раннеэйфельской жерловой фации — фельзит-порфирам и туфобрекчиям. Монокварцитовая фация окаймляется ореолом пород кварцево-серицитовой фации;

2) в северной части Таловского месторождения, где встречаются микрокварциты с андалузитом;

3) в Сугатовском месторождении, где оруденелые медистым пиритом гидротермальные микрокварциты приурочены к апикальной части порфирового штока;

4) в районе Сокольного месторождения, где возможно к рассматриваемому разряду пород относятся и серицитовые породы (переслаивающиеся с гидротермальными микрокварцитами) ильинской свиты, по данным определения абсолютного возраста эти серициты значительно древнее оруденелых серицитолитов Лениногорского месторождения;

5) в зоне пиритизированных серицит-кварцевых пород — в Холзунско-Сарымсактинской подзоне Южно-Алтайской зоны: «Радужный» участок в левобережье р. Хамира, в районе Южно-Алтайского и Кызыл-Сиирского месторождения, на р. Лаптихе и др., изученные Д. Г. Ажгиреем и др.

Эффузивы и пирокласты кварц-кератофировой формации на больших площадях Южно-Алтайской зоны, в отличие от Рудно-Алтайской, в большей степени подверглись изменениям под влиянием различных метаморфических процессов: динамометаморфизма, контактового метаморфизма, регионально-контактового и гидротермально-метасоматических процессов. Особенно интенсивно этими процессами изменены породы в пределах Курчумского хребта и хр. Азутау. В результате изменений вулканогенные породы превращены в порфироиды, кварц-серицитовые породы, роговики, гнейсы и кварц-микроклиновые породы. В зонах смятия порфироиды, кварц-серицитовые породы, микроклинизированные породы развиты и в Рудном Алтае. Указанные процессы метаморфизма оказывали свое воздействие в определенной возрастной последовательности. Так, процессы регионального контактового и контактового метаморфизма в связи с верхнепалеозойскими калиевыми гранитами накладывались на процессы более раннего динамометаморфизма. Сам контактовый метаморфизм сопровождался высокотемпературным калиевым метасоматозом (микроклинизацией) — рис. 19. Около калиевых гранитов, кроме того, возникли широкие ореолы рассеянной турмалинизации; местами локально проявилась и грейзенизация. Средне-, низкотемпературный гидротермальный метасоматоз привел к возникновению протяженных зон микроклинизации наложенной на процессы динамометаморфизма и, видимо, контактового метаморфизма.

Широко проявлены в породах Южно-Алтайской зоны и процессы наложенной альбитизации, проходившей в два этапа. Ранняя альбитизация имела место до внедрения калиевых гранитов, в связи с плагиогранитными интрузиями, и сопровождалась образованием контактово-метаморфических железных руд. Альбитизация второго этапа, видимо, была связана с постмагматическими процессами интрузий калиевых гранитов и сменила во времени калиевый метасоматоз.

Породы кварц-кератофировой формации на территории Рудно-Алтайской зоны характеризуются следующими петрохимическими особенностями (рис. 20—25):

1) резким преобладанием в их составе пород кислого состава, наряду с которыми в подчиненном количестве присутствуют породы и основного состава (в целом намечается увеличение основности пород во времени от нижнеэйфельских к франским отложениям);

2) резким преобладанием среди щелочей натрия над калием. Исключение составляют лишь породы раннеэйфельского времени, где отмечаются

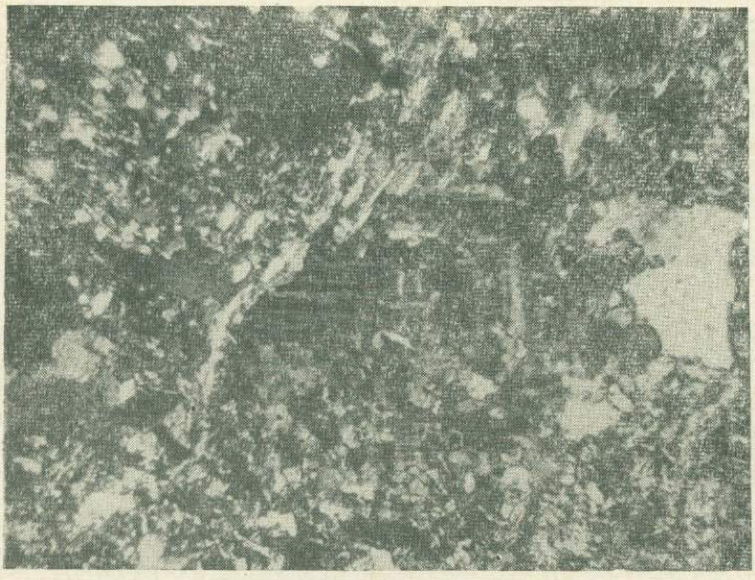


Рис. 19. Развитие решетчатого микроклина в кварцевых порфирах Южного Алтая (шл. 3182, увел. 50, с анализатором)

обратные соотношения, что подтверждается и петрографическими исследованиями, показывающими содержание в этих породах реликтов калиевого полевого шпата;

3) недосыщенностью пород полевошпатовой известью, объясняющейся, видимо, тем, что полевой шпат в породе представлен альбитом. Исследования показали, что альбит в породах является вторичным (представлен низкотемпературной разновидностью с большим углом оптических осей). Реликты полевых шпатов представлены обычно плагиоклазом; значительно реже, главным образом в породах раннеэйфельского возраста, встречались реликты калиевых полевых шпатов. В нижнеэйфельских субвулканических интрузиях, измененных обычно в меньшей степени, чем эффузивы, часто присутствует калиевый полевой шпат, а в позднеэйфельских и франских субвулканических породах, также менее измененных, чем эффузивные, — кислый плагиоклаз;

4) недосыщенностью щелочами как эффузивных, так и субвулканических пород кислого состава (более четко выраженной в породах наиболее

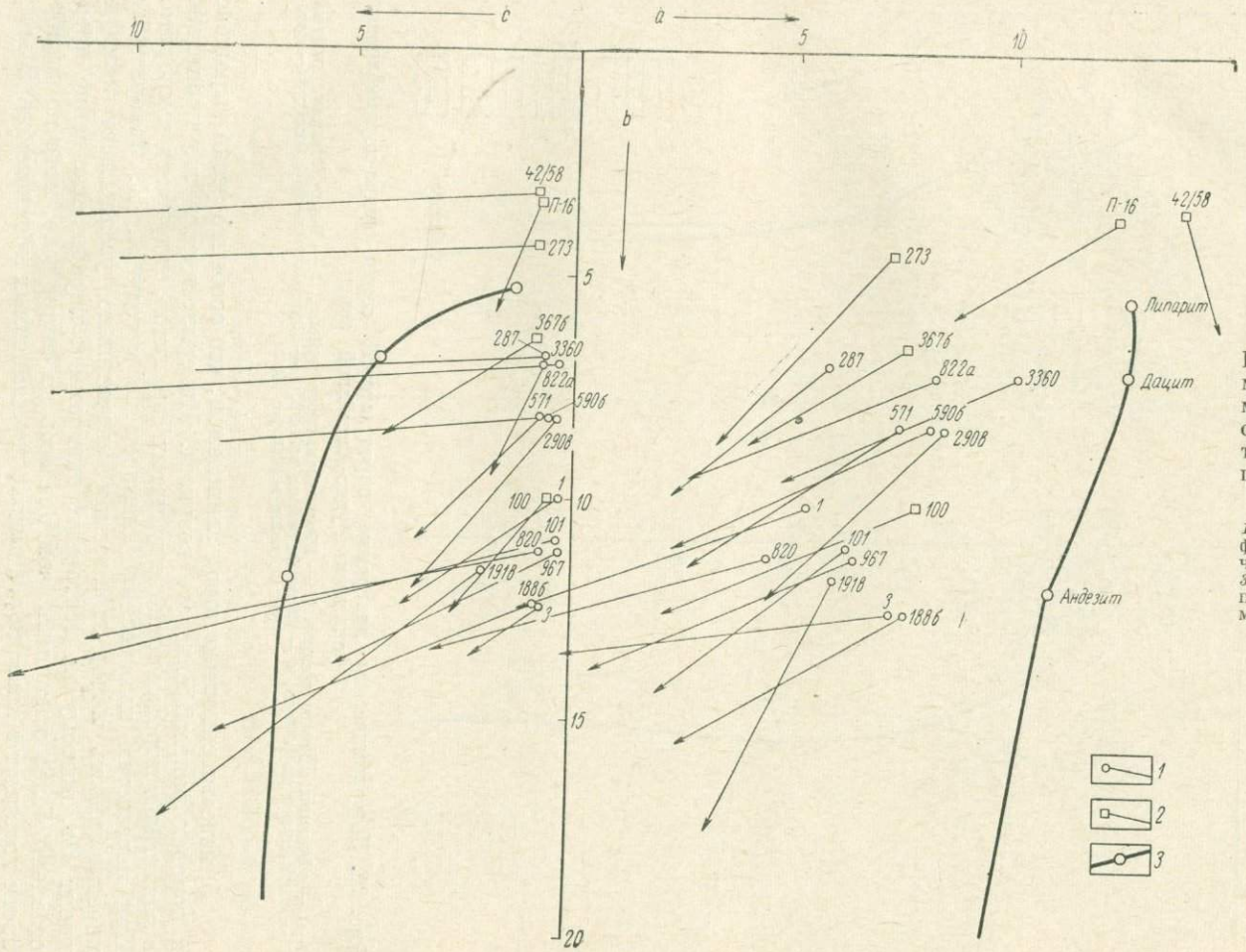


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма пород первой серии кварц-кератофировой формации Рудно-Алтайской зоны

1 — эффузивы и туфы; *2* — субвулканические интрузии; *3* — средние составы пород щелочно-земельной серии, по Дэли

кислого состава), несмотря на то, что они существенно сложены щелочным полевым шпатом — альбитом (благодаря чему они и получили наименование кварцевых альбитофиров или кварцевых кератофиров). Породы основного состава по содержанию щелочей близки к средним составам пород по Дэли;

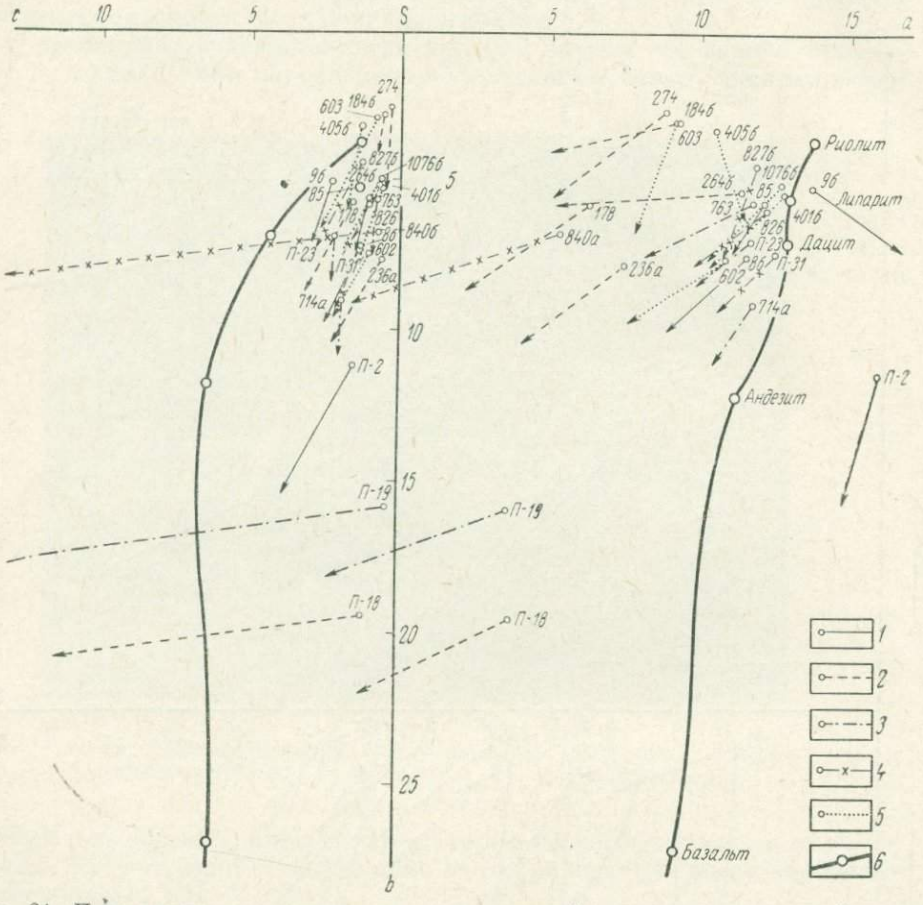


Рис. 21. Петрохимическая диаграмма пород второй серии кварц-кератофировой формации Рудно-Алтайской зоны

1—5 — эффузивы кислого состава (*1* — Шемонаихинского района, *2* — Верх-Убинского района, *3* — Выдрихинского района, *4* — Змеиногорского района, *5* — Лениногорского района); *6* — средние составы пород, по Дэли

5) пересыщенностью пород глиноземом, что особенно резко выражено в породах раннеэйфельского возраста. Минералогически это проявлено в развитии в породах тонкочешуйчатых серицитов, гидрослюд и хлорита. При пересчетах химических анализов по методу А. Н. Заварицкого пересыщенность пород глиноземом значительно увеличивает коэффициент «*b*», поэтому на векторных диаграммах породы искаженно представлены более основными, чем они есть на самом деле, хотя по кислотности попадают в класс пород сильно пересыщенных кремнеземом. В свою

очередь представление об избытке глинозема (при среднем содержании его 9—11%) возникает из-за значительной недосыщенности пород щелочами.

Петрографические и петрохимические исследования показали, что преобладающими первичными породами, видимо, являлись в большинстве

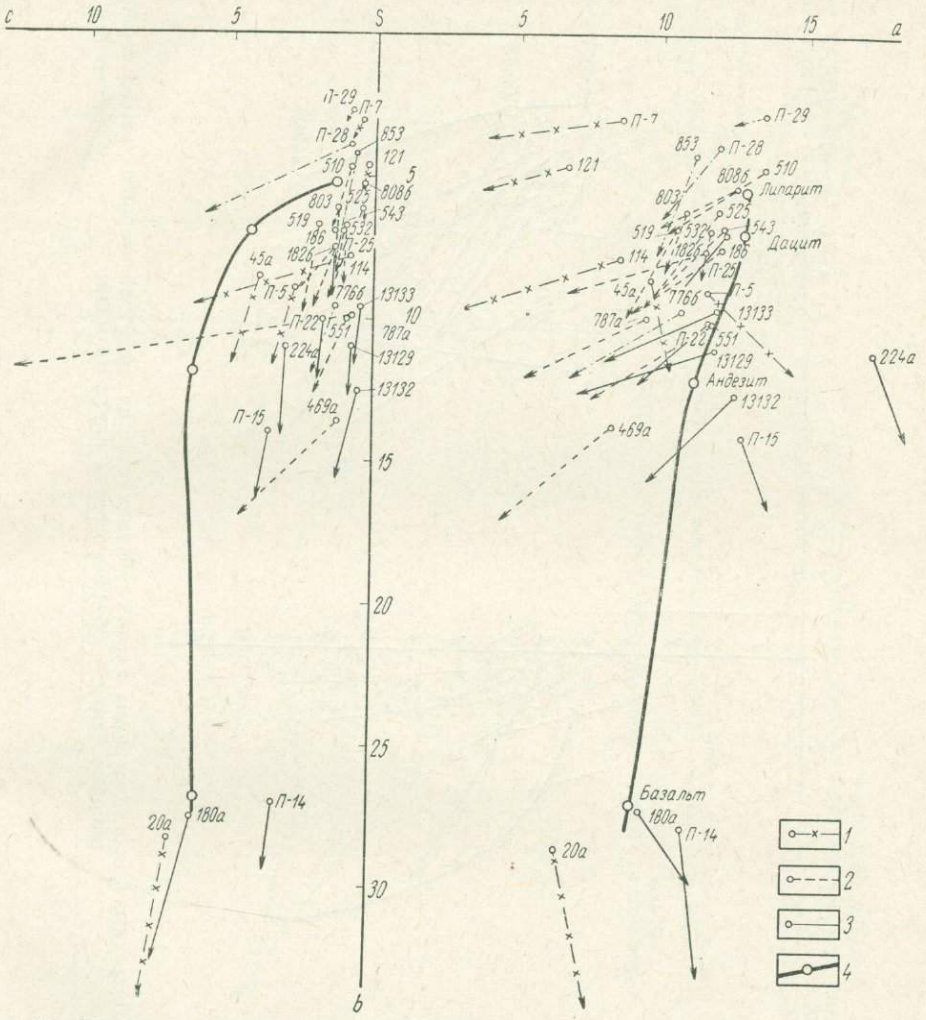


Рис. 22. Петрохимическая диаграмма пород третьей серии кварц-кератофировой формации

1—3 — эффузивы (*1* — района пос. Каменевки, *2* — Прииртышья, *3* — Верх-Убинского района) *4* — средние составы пород, по Дэли

случаев кварцевые плагиопорфиры (затем альбитизированные), кроме пород раннеэйфельского возраста, среди которых широким развитием пользуются и кварцевые порфиры. Альбитизация, широко проявленная в кислых породах, вызвана не привносом натрия извне, а связана с деанортизацией плагиоклазов, сопровождавшейся частичным выносом из пород полевошпатовой извести и щелочей (отчасти летучими), содержащимися в самой магме, в поствулканический этап, но главным образом

при диагенезе и эпигенезе, происходивших в подводных условиях на некоторой глубине. Вместе с тем некоторая недосыщенность пород щелочами возможно является свойством самой магмы, давшей эти породы. В вулканические породы кварц-кератофировой формации Южно-Алтайской

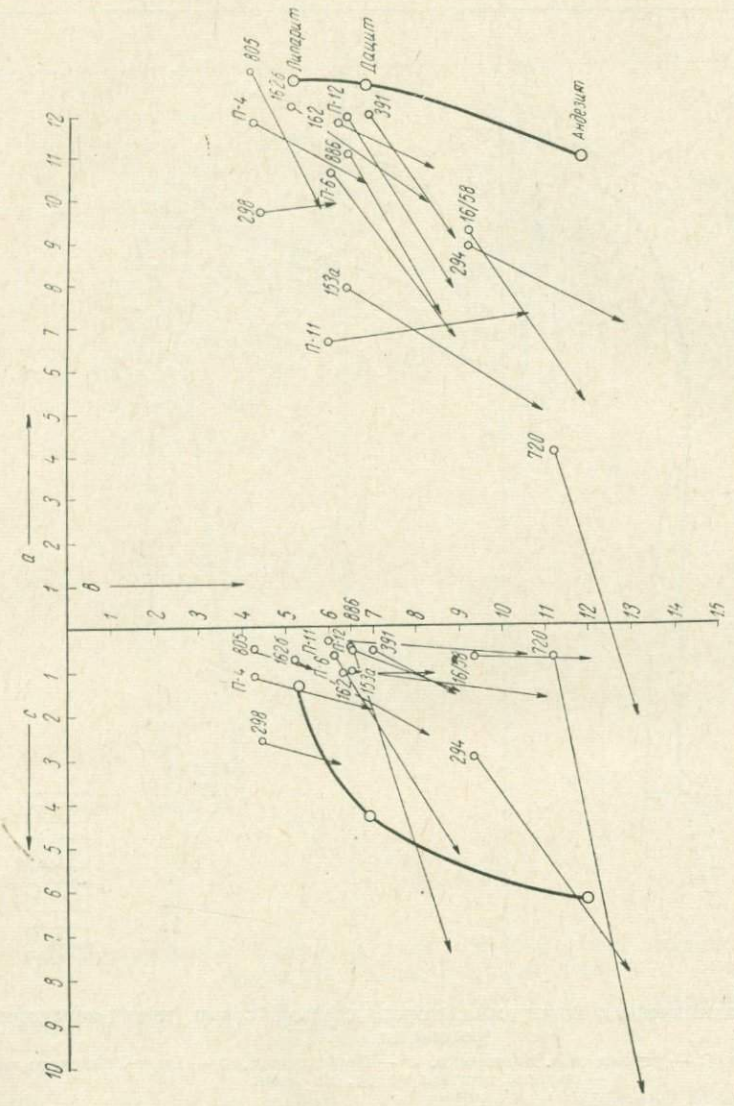


Рис. 23. Петрохимическая диаграмма кислых субвулканических интрузий второй и третьей серий (жирная линия — средние составы пород по Дэли)

и Рудно-Алтайской зон сходны по составу. Некоторые отличия петрохимического состава, наблюдаемые в отдельных участках Южно-Алтайской зоны, вызваны наложенными метасоматическими и метаморфическими процессами. Они также характеризуются недосыщенностью щелочами и некоторой недосыщенностью полевошпатовой известью. Породы субвулканической фации более близки к средним составам нормальной серии

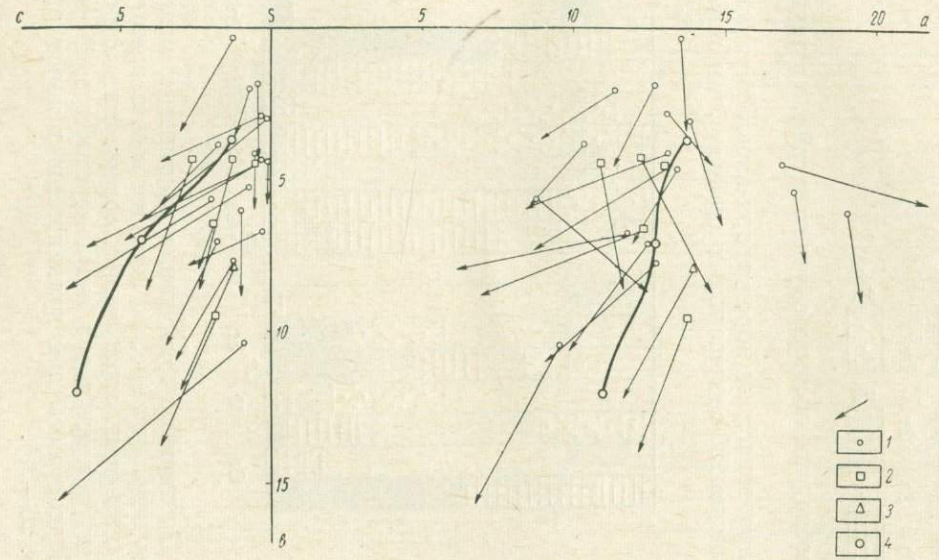


Рис. 24. Петрохимическая диаграмма пород кварц-кератофировой формации Южно-Алтайской зоны

1 — эффузивы и туфы; *2* — субвулканические интрузии; *3* — прижерловые интрузии; *4* — средние составы пород, по Дэли

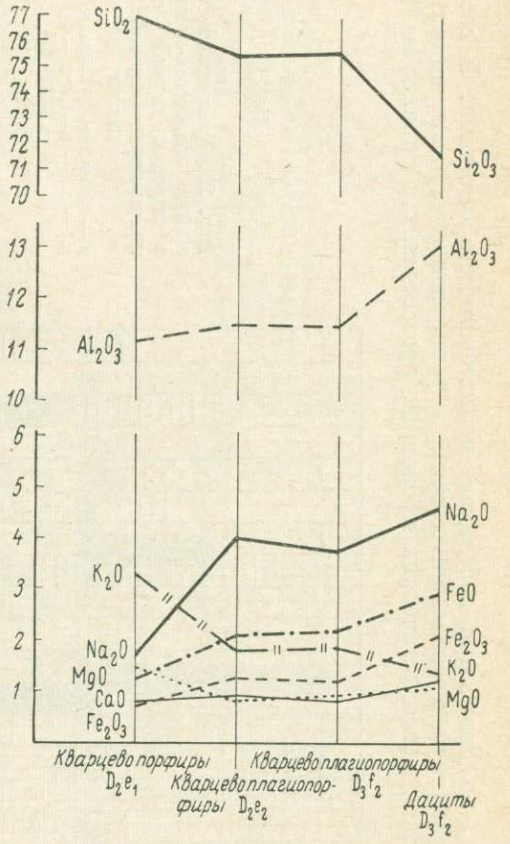


Рис. 25. Диаграмма соотношения окислов в кислых породах трех серий кварц-кератофировой формации

пород, по Дэли, при небольшой недосыщенности щелочами. В составе щелочей чаще преобладает натрий; в разновидностях, измененных под влиянием метасоматических процессов, протекавших с привносом щело-

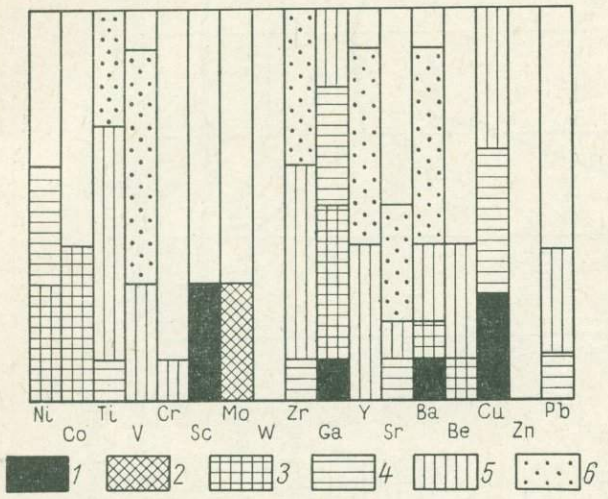


Рис. 26. Диаграмма содержания элементов-примесей в породах первой серии кварц-кератофировой формации

1 — более 9; *2* — 3—9; *3* — 1,5—3; *4* — 1—1,4; *5* — 0,5—0,9; *6* — менее 0,5

чей, отмечается резкое преобладание в одних случаях натрия, а в других — калия.

Для геохимической характеристики пород кварц-кератофировой формации было использовано около 150 спектральных анализов, выполненных

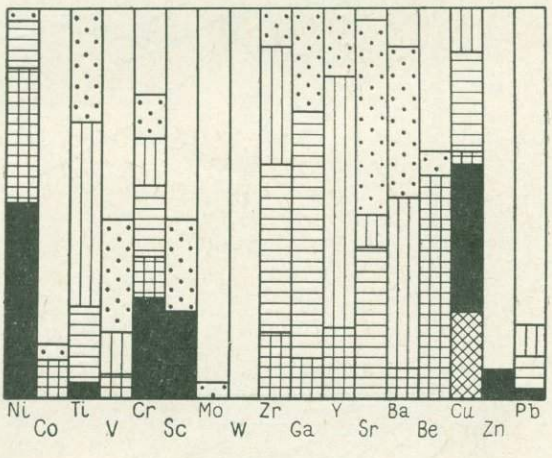


Рис. 27. Диаграмма содержания элементов-примесей в породах второй серии кварц-кератофировой формации

в лаборатории ВСЕГЕИ. Процентные содержания рассеянных элементов в породах пересчитывались на кларковые, по которым и составлены диаграммы. Помимо сводных диаграмм, отражающих содержания элементов в различных по основности группах пород кварц-кератофировой формации, составлены отдельно диаграммы для вулканогенных пород разных периодов вулканизма (рис. 26—30).

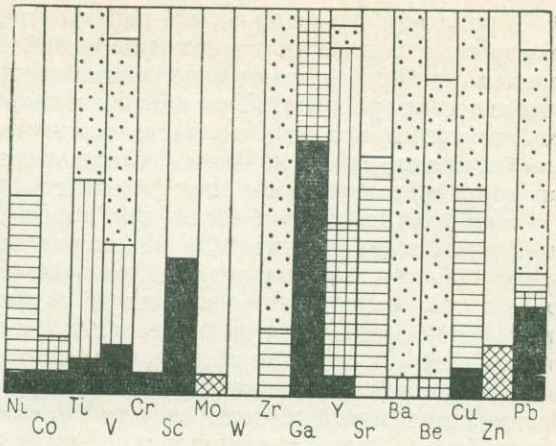


Рис. 28. Диаграмма содержания элементов-примесей в кислых породах кварц-кератофировой формации Южно-Алтайской зоны. Условные обозначения см. рис. 26

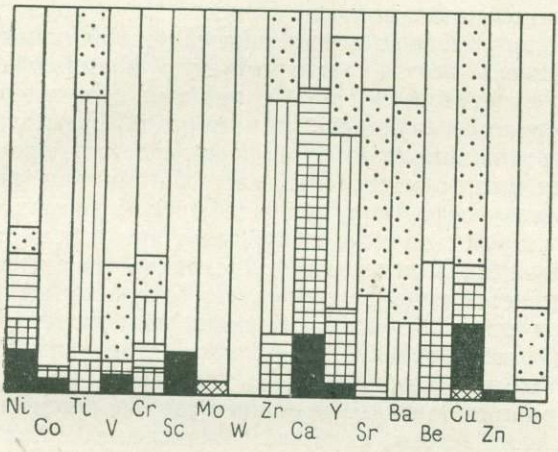


Рис. 29. Диаграмма содержания элементов-примесей в кислых породах третьей серии кварц-кератофировой формации. Условные обозначения см. рис. 26

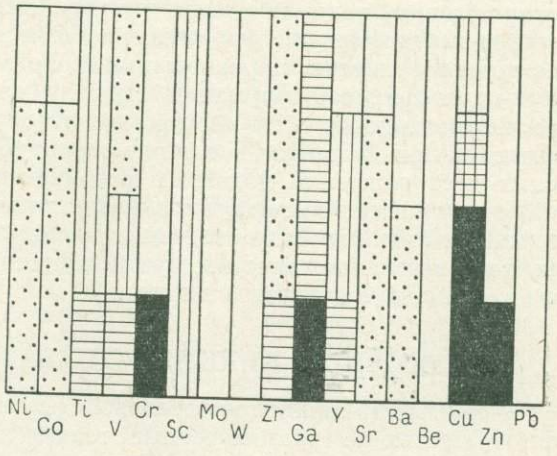


Рис. 30. Диаграмма содержания элементов-примесей в породах основного состава третьей серии кварц-кератофировой формации. Условные обозначения см. рис. 26

Как видно из диаграмм, все породы описываемой формации содержат повышенные количества таких элементов, как галлий и скандий (большинство проб показывают содержание этих элементов, значительно превышающее кларковые). Для кислых разностей, кроме того, характерно присутствие в количестве, часто значительно большем кларкового — никеля, хрома, иногда кобальта, ванадия и титана. Намечается некоторое различие в содержании этих элементов в породах Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зон. Если для пород Рудно-Алтайской зоны более характерны никель и хром, а для пород первого вулканического цикла еще и кобальт, то в породах Южно-Алтайской зоны чаще отмечаются повышенные содержания ванадия и титана. В близких к кларковым количествах содержатся такие элементы, как цирконий и стронций. Содержание бериллия и бария в породах очень непостоянно, чаще повышенные содержания их показывали пробы кислых пород Рудно-Алтайской зоны. Наблюдается почти полное отсутствие таких элементов, как молибден и вольфрам. Лишь в единичных случаях в породах раннеэйфельского возраста был обнаружен молибден в количестве, более чем в 10 раз превышающем кларковое. Вулканогенные породы среднего и основного состава, в отличие от кислых, не обладают повышенными содержаниями элементов группы железа. Никель всегда присутствует в количествах ниже кларковых. В породах андезитового состава местами отмечалось превышающее кларковые содержание кобальта, а в породах базальтового состава единичные пробы показывали в больших количествах хром, а также титан и ванадий. Как было отмечено вначале, общими как для основных, так и кислых по составу пород кварц-кератофировой формации являются элементы: скандий, иттрий и галлий, содержание которых часто в 2—9 раз превышает кларковые. Из металлических элементов чаще всего в породах формации обнаруживается медь (в количествах близких к кларковым). Содержание свинца и цинка показывает лишь малочисленные пробы главным образом пород Южно-Алтайской зоны, характеризующейся общей зараженностью пород этими элементами.

Кварц-кератофировая формация вмещает подавляющее большинство полиметаллических месторождений Алтая, некоторые скарновые и жильные медные и медно-цинковые месторождения, скарново-железорудные месторождения, редкометальные месторождения. Все они по отношению к кварц-кератофировой формации хотя и являются эпигенетическими, но в закономерностях их размещения геологическое положение и строение кварц-кератофировой формации сыграли весьма важную роль. Кроме того, перечисленные типы месторождений связаны с кварц-кератофировой формацией нахождением в единой структурной зоне. Кроме эпигенетических месторождений полезных ископаемых образования кварц-кератофировой формации вмещают и сингенетичные рудопроявления. К числу их должны быть отнесены осадочные и эксгаляционно-осадочные проявления железных и марганцевых руд и, видимо, некоторые проявления серного колчедана и медистого пирита.

КРЕМНИСТО-АНДЕЗИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К кремнисто-андезито-диабазовой формации относятся мощные морские существенно вулканогенные толщи живетско-франского возраста, сложенные эффузивами, пирокластами главным образом базальтового,

реже андезитового и еще реже альбитофирового состава, развитые в Жарма-Саурской зоне. Эти образования на рассматриваемой территории являются древнейшими образованиями герцинского геосинклинального цикла. Лишь местами на небольших участках в самых краевых (восточных и южных) частях Восточно-Жарминской и Южно-Саурской подзон из-под них выступают осадочно-вулканогенные образования позднего лудлова.

Субвулканические фации представлены интрузивными телами диабазов, альбитофиров и сиенит-порфиров. Осадочные породы, переслаивающиеся с вулканогенными породами, представлены: кремнистыми сланцами, яшмами, туффитами, алевролитами, песчаниками, известняками.

Осадочные породы в разрезе формации играют большую роль в Западно-Жарминской и Южно-Саурской подзонах. В Восточно-Жарминской и Северо-Саурской подзонах они представлены в сугубо подчиненном количестве. В Западно-Жарминской и Южно-Саурской подзонах рассматриваемые отложения подразделяются на образования живетского и франского ярусов, лишь в Кирейском поднятии выделяются еще и нерасчлененные отложения живетского и франского ярусов, подстилаемые собственно живетскими отложениями. В Северо-Саурской и Восточно-Жарминской подзонах формация представлена преимущественно вулканогенными образованиями нерасчлененных живетского и франского ярусов. Наиболее полные разрезы формации известны в Сауре, где она занимает значительные площади. В Восточном Причингизье эти образования обнажаются лишь в ядрах горст-антиклинальных структур (Кирейском и Кояндинском поднятиях). В Сауре общая мощность формации составляет почти 3500 *м*. В Северо-Саурской подзоне формация имеет трехчленное строение. Разрез формации (снизу) начинается мощными покровами диабазовых порфиритов, спилитов, андезитовых порфиритов, выше переслаивающихся с агломератовыми туфами, туффитами, а в верхах толщи и с прослоями известковистых туффитовых песчаников, содержащих фауну. Мощность этой толщи составляет 1000—1200 *м*. Выше она сменяется вулканогенно-осадочной пачкой пестрого состава, где из осадочных пород присутствуют кремнистые сланцы, бордово-красного цвета яшмы, алевролиты, туффитовые песчаники, переслаивающиеся с покровами и туфами альбитофиров, кварцевых альбитофиров и базальтовых порфиритов. Мощность этой пачки 400—500 *м*. Выше залегает преимущественно вулканогенная толща; здесь наблюдается переслаивание туфов андезитов, андезит-базальтов, диабазовых порфиритов, реже туфов смешанного и кислого состава с андезитовыми и андезит-базальтовыми порфиритами, спилитами и отдельными маломощными прослоями туфогенных песчаников, кварцитовидных песчаников, аркозовых песчаников. Мощность этой части разреза составляет около 1000 *м*.

На большей части территории Восточно-Жарминской подзоны образования описываемой формации скрыты под более молодыми отложениями и обнажаются, видимо, лишь в Кояндинском поднятии, в частности, в районе гор Акшокы. Здесь они также представлены преимущественно вулканогенными образованиями, содержащими маломощные прослои известняков и известковистых песчаников с морской фауной. Мощность толщ 1600—1800 *м*, т. е. меньше, чем в Сауре. Так же, как и в Сауре, нижняя часть разреза формации мощностью 400—500 *м* сложена андезитовыми и диабазовыми порфиритами и туфобрекчиями порфиритов. В строении средней части разреза мощностью 700 *м* наряду с эффузивами и

туфами андезитового и диабазового состава принимают участие несколько прослоев альбитофиров и кварцевых альбитофиров, а также полимиктовых песчаников и гравелитов. Верхняя часть разреза сложена миндалекаменными андезитовыми порфиритами. Таким образом, и в этом районе формация характеризуется как и в Сауре трехчленным строением; вместе с тем отмечается уменьшение общей мощности образований и увеличение доли участия в разрезе андезитов по сравнению с диабазами.

Во внешних подзонах (Южно-Саурской и Западно-Жарминской) разрез формации характеризуется осадочно-вулканогенным составом. В Южно-Саурской подзоне нижняя толща формации мощностью 1000 *м* сложена преимущественно осадочными породами: кремнистыми алевролитами и сланцами с подчиненными пропластками и линзами песчанистых известняков, пластами бордовых яшм и диабазовых порфиритов. Разрез осадочной толщи венчает пачка известняков мощностью 250 *м*. В основании следующей осадочно-вулканогенной толщи (мощностью около 800 *м*) залегают базальтовые порфириты, которые сменяются выше переслаиванием андезитовых порфиритов с покровами и туфами кварцевых альбитофиров, с горизонтами туффитовых песчаников, алевролитов, полосчатых кремнистых сланцев. Третья снизу толща мощностью 800 *м* представлена спилитами, базальтовыми и андезит-базальтовыми порфиритами с подчиненными прослоями туфов и кремнистых сланцев. Эта толща в свою очередь перекрывается существенно осадочной толщей мощностью около 900 *м*, сложенной главным образом кремнистыми сланцами и «сургучными» яшмами, с подчиненными покровами базальтовых и андезитовых порфиритов, сменяющимися выше песчаниками. Еще выше залегает преимущественно песчаниковая толща мощностью 700—900 *м*, сложенная полимиктовыми, граувакковыми и туфогенными песчаниками, известковистыми песчаниками, алевролитами кремнистыми и известковистыми, переслаивающимися с покровными диабазовыми и андезитовыми, иногда миндалекаменными, порфиритами, агломератовыми и тонкозернистыми туфами. Отмечается приуроченность известковистых песчаников и линз известняков к средней части разреза толщи.

Таким образом, в основании разреза формации находится осадочная толща, выше отмечается двукратная смена существенно вулканогенных толщ существенно осадочными, а венчает разрез песчаниковая толща с участием основных эффузивов. Северо-западнее, в Западно-Жарминской подзоне (в Кирейском выступе), мощность отложений уменьшается, хотя количество вулканогенно-осадочных ритмов сохраняется при изменении количественного соотношения осадочных и вулканогенных образований в пользу первых. По данным К. Т. Куликовского, в Кирейском поднятии в низах разреза формации выделяется осадочно-вулканогенная толща мощностью 300—350 *м*. В основании толща представлена главным образом тонкозернистыми диабазами, спилитами, альбитизированными диабазами, переслаивающимися с порфиритовыми туфами, песчаниками и алевролитами. Верхи толщи представлены преимущественно осадочными породами: глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими прослои песчаников и конгломератов. Следующая по возрасту толща мощностью 600 *м* сложена преимущественно вулканогенными породами основного состава: миндалекаменными афировыми порфиритами, измененными диабазами (альбитизированными, эпидотизированными, амфиболизированными), спилитами, мелколейстовыми порфиритами. Следующая туфо-

генно-осадочная толща мощностью около 300 *м* сложена туфобрекчиями, туфоагломератами, андезитового состава, туфогенными брекчиями, гравеллитами и песчаниками, алевролитами с редкими прослоями туфолав и туфов андезитовых порфиритов, альбитофиров. Выше эти образования сменяются толщей переслаивающихся песчаников и сланцев.

В районе горы Атакан-Сандыктас в верхах формации выделяется толща вулканогенных пород франского возраста мощностью 600 *м*, состоящая из порфиритов, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, миндалекаменных диабазов, слоистых туфов, туфов альбитофиров, конгломератов, яшм. Разрез толщи венчается мощной пачкой кремнистых сланцев. Общая мощность формации в этом районе, таким образом, составляет 2500—2700 *м*. Далее на северо-запад породы формации закрыты более молодыми отложениями. К западу от горы Кирей, вблизи границы каледонских структур, среди пород верхней части появляются массивные песчаники, почти лишенные слоистости, или с грубой косой слоистостью, близкой по типу к дельтовой. Таким образом, кремнисто-андезит-диабазовая формация сложена главным образом породами вулканогенного происхождения. Среди вулканогенных пород преобладают эффузивы и туфы основного состава (диабазы, спилиты, диабазовые порфириты, пироксеновые порфириты) и средней основности андезитового состава (андезитовые, плагиоклазовые и роговообманковые порфириты). В подчиненном количестве встречаются кислые эффузивы (дациты, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры) и их пирокласты.

Диабазы и диабазовые порфириты, часто миндалекаменной текстуры, диабазовой, микродиабазовой, иногда пойкилоофитовой и микродолеритовой структуры. В порфировых разностях вкрапленники размером до 3—5 *мм* представлены плагиоклазом, реже пироксеном. В неизмененных разностях плагиоклаз представлен лабрадором, но он чаще альбитизирован и замещен вторичными минералами. Авгит замещается роговой обманкой и хлоритом. В миндалекаменных разностях пустотки выполнены радиально-лучистым зеленым хлоритом, карбонатом, иногда цеолитом, клиноцоизитом и эпидотом. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены авгитом и рудным минералом. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатами, пренитом.

Спилиты имеют нередко шаровую отдельность, характеризуются микроструктурами: спилитовой, апоинтерсертальной, иногда пилотакситовой. Вкрапленники редки и представлены плагиоклазом и авгитом. Основная масса состоит из резко удлиненных (0,1—0,8 *см*) табличек и лейст альбитизированного плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз). В промежутках между лейстами альбита располагаются мелкие зерна авгита, хлорита, минералов группы эпидота — цоизита, карбонатов и рудных минералов. Часто присутствуют многочисленные мелкие миндалины, выполненные радиально-лучистыми агрегатами зеленого хлорита, карбонатом и эпидотом.

Андезиты и андезитовые порфириты — это темно-зеленые породы с розоватыми вкрапленниками полевых шпатов и гнездами эпидота, часто миндалекаменные. Вкрапленники составляют от 3—10 до 30% объема породы и представлены плагиоклазом, реже роговой обманкой и пироксен-авгитом. Плагиоклаз по составу относится к андезину или лабрадору, часто альбитизирован и замещен вторичными минералами. Основная

масса характеризуется микроструктурами: микролитовой, гиаллопилитовой, пузырчатой. Микролиты плагиоклаза погружены в разложенное буроватое стекло с большим количеством рассеянного рудного вещества — лейкоксена; стекло замещается тонкозернистыми агрегатами хлорита, эпидота, карбоната и кварца. В агломератовых лавах мелкие обломки порфиритов (до 70%) сцементированы или разложенным стеклом с редкими микролитами плагиоклаза, или раскристаллизованной лавой.

В туфолавах обломки порфиритов и плагиоклаза заключены в порфиритовый цемент. Сами обломки угловатые, часто удлиненные, иногда оплавленные. Туфы диабазов и андезитовых порфиритов представлены как крупнообломочными, так и тонкообломочными разновидностями кристалло-литокластической, литокристаллической, кристалло-кластической, псаммитовой или псефито-псаммитовой структур. Обломки пород в туфах принадлежат андезитовым и диабазовым порфиритам, частично кислым эффузивам, редко хлоритизированному стеклу, кремням. Обломки минералов принадлежат плагиоклазу, обыкновенной роговой обманке, пироксену. Цемент мелкообломочный, алевритовый, псаммито-алевритовый, участками хлоритизированный и карбонатизированный, иногда превращен в кварц-хлорит-эпидотовый агрегат.

Вулканогенные породы кислого состава представлены главным образом туфами, реже лавами дацитов и кварцевых альбитофиров с микролитовой и микрозернистой структурами основной массы.

Из осадочных пород, присутствующих в составе кремнисто-андезито-базальтовой формации и переслаивающихся с вулканогенными породами (песчаников, алевролитов, кремнистых пород и известняков), особенно характерны кремнистые породы, слагающие довольно значительные прослои, особенно в Сауре. Они чаще всего представлены зелеными, черными, зелено-лиловыми, нередко тонкослоистыми кремнистыми сланцами и кремнистыми алевролитами, содержащими отдельные линзы «бордово»-красных яшм. Известняки, чаще всего песчанистые, слагают линзы среди известковистых песчаников и кремнистых сланцев, достигающие в единичных случаях значительной мощности. Среди песчаников и алевролитов большое участие принимают туффитовые и вулканогенные разности.

Субвулканические и жерловые фации кремнисто-андезито-базальтовой формации Жарма-Саурской зоны специально никем до сих пор не изучались. При этом под субвулканическими телами выделяются неправильные гипабиссальные тела и дайки, ассоциирующие с вулканогенными породами. По К. Г. Куликовскому, горизонты эффузивов горы Кирей насыщены гипабиссальными телами порфиритов. Они слагают неправильной формы тела, рвущие по отношению к осадочным горизонтам, но чаще в целом согласные. В Сауре, по данным Г. П. Клейман и С. А. Келль субвулканические образования представлены сравнительно немногочисленными лакколитообразными и дайкообразными телами кварцевых альбитофиров, диабазов и габбро-диабазов. Они развиты в участках распространения девонских вулканогенных толщ и устанавливаются южнее горы Зайсан и в бассейне рек Чурчу-Сай, Кайгенбулак и Дарноазень, по левобережью среднего течения р. Улькун-Уласты и в бассейне р. Керегетас.

Выходы их известны также в приводораздельной части хр. Сайкан. Породы основного состава представлены темно-зелеными диабазами и

габбро-диабазами с офитовой структурой. Они претерпели значительное изменение, выразившееся в почти полной амфиболизации моноклинного пироксена и частичной альбитизации основного плагиоклаза. Субвулканические интрузии кислого состава пространственно тяготеют к горизонтам кислых эффузивов.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород дается на основании 19 полных силикатных анализов Е. Д. Василевской (14 анализов) и Г. П. Клейман (5 анализов). Выделяются две группы эффузивов, связанных постепенными переходами. Первая группа пород соответствует андезито-базальтам и базальтам, а вторам — андезитам, близким по содержанию щелочей к трахиандезитам. Выявляется четкая закономерность в увеличении роли эффузивов андезитового ряда среди вулканогенных пород в направлении с юго-востока на северо-запад. По количеству глинозема породы относятся к нормальному ряду. Почти все эффузивы характеризуются некоторым дефицитом полевошпатовой извести и избытком щелочей, особенно резко выраженных в породах андезитового состава, в которых коэффициент «*a*» (А. Н. Заварицкого) иногда достигает 19,8. Малочисленная группа пород кислого состава характеризуется наличием свободного кремнезема ($Q = 20—40$), пересыщенностью глиноземом и дефицитом полевошпатовой извести.

Геохимические особенности кремнисто-андезито-диабазовой формации выводятся на основании 48 полуколичественных спектральных анализов пород. Для всех пород формации характерно повышенное содержание Ba, Be, Sc, Ga, Y, Yb, Zn, Zr, в песчаниках наблюдаются, кроме того, превышающие кларковые содержания Fe, Ti, V, Cu, Ni, Sr. В эффузивах содержание Fe, Ti, V, Cu, Mn равно кларковому, а для Cr и Ni — меньше кларка (в эффузивах Восточно-Жарминской зоны и содержания Ti, V, Mn меньше кларкового). Только для кремнистых пород обнаруживается повышенное содержание Mn и Y. Остальные элементы в породах формации содержатся в малых количествах.

Кремнисто-андезито-диабазовая формация изучена еще недостаточно. Тем не менее комплекс признаков слагающих ее образований, указывающих на формирование в подводных условиях в начале герцинского цикла осадконакопления, несомненная принадлежность эффузивных пород к производным слабодифференцированной основной магмы, значительное участие в составе осадочного компонента — кремнистых образований позволяет рассматривать их как кремнисто-андезито-диабазовую формацию, характерную для начальной стадии развития Жарма-Саурской зоны, представлявшей в период образования данной формации наложенный геосинклинальный прогиб краевой части Зайсанской геосинклинальной системы. Видимо, с неравномерным погружением зоны могут быть связаны уменьшение мощности формации и некоторое раскисление состава пород по направлению с юго-востока на северо-запад.

Рудные полезные ископаемые, непосредственно связанные с рассматриваемой формацией, неизвестны, хотя иногда в породах формации отмечается слабая железистая и медная минерализация, представленная вкрапленностью халькопирита.

ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ СТАДИИ

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Флишевая формация является одной из типичных геосинклинальных формаций. Она соответствует предорогенному (по В. Е. Хаину) или инверсионному этапу развития геосинклинали. Именно в таком смысле она и рассматривается в настоящее время всеми исследователями (Вассоевич, 1948, 1951; Келлер, 1955; Хаин, 1959, 1964 и др.). Флишевая формация в наиболее типичном виде распространена только в одной зоне Зайсанской геосинклинальной системы, а именно в Южно-Алтайской зоне, где она образует неправильной формы линзовидную полосу длиной в 170 *км* при максимальном раздуве в 25 *км* (см. рис. 4). Она прослеживается от северного берега оз. Маркаколь до бассейна р. Хамир. Флишевая формация в этой зоне соответствует маймырской свите и нижней части балгынской свиты. Возраст ее, очень мало обоснованный фаунистически, предполагается турнейским. Флишевая формация в Южно-Алтайской зоне подстилается аспидной формацией и покрывается известковисто-сланцевой. Описание формации дано по материалам Е. Д. Василевской.

Флишевая толща представлена исключительно терригенными обломочными породами разной степени зернистости от пелитов до грубозернистых песчаников, гравелитов и редко мелкогалечных конгломератов. Эти породы находятся в закономерно повторяющемся переслаивании — отличаются ритмичностью. В разных частях разреза мощности ритмов и количество составляющих их компонентов варьируют, однако всем им свойствен постепенный переход от более грубозернистого осадка, составляющего основу каждого ритма, к более мелкозернистому, слагающему верхнюю часть. Это прогрессивный (по Н. Б. Вассоевичу, 1948) тип флишевой ритмичности.

Ритмичное строение флиша затрудняет его стратиграфическое изучение. Кроме того, породы флишевой формации в Южно-Алтайской зоне интенсивно мелкоскладчаты, причем серии развитых здесь складок, иногда изоклинальных, образуют сложную конфигурацию в плане. Напряженность складчатой структуры является одной из характерных черт формации. Она же служит основным препятствием к составлению нормального стратиграфического разреза формации. Тем не менее разрезы этой формации, составленные с максимальным учетом смятости толщи, в разных пересечениях вкрест ее простирания оказались весьма сходными. Во всех трех разрезах видны закономерные изменения в строении формации снизу вверх. В общих чертах в них можно выделить два мегацикла, каждый из которых в свою очередь имеет двучленное строение: нижнюю ритмично построенную часть, включающую грубозернистые песчаники (или гравелиты) в основании ритмов, и верхнюю, где переслаиваются более мелкозернистые породы.

Известное руководство Н. Б. Вассоевича (1948, 1951) по изучению флиша, к сожалению, рассматривает примеры исключительно карбонатного флиша, в качестве элементов ритма, в котором присутствуют известняки или известковистые породы и мергели. По Н. Б. Вассоевичу наиболее типичным является трехкомпонентный ритм, в котором первый элемент составляют, например, известковистые песчаники (или песчанистые известняки) или известковистые алевролиты, второй элемент — мергели,

а третий элемент ритма — глины. В этом случае все три элемента ритма сложены разными по составу и до некоторой степени генезису породами. Подэлементами называются сходные с элементами разновидности (например, мергель и известковистая глина). В нашем примере состав ритмов совсем иной: все элементы ритма представлены терригенными обломочными породами и отличаются друг от друга лишь гранулометрическим составом, варьирующим от пелитов до гравелитов. В терригенном флише можно считать элементами ритма гравелит, песчаник, алевролит, пелит. В этом случае гранулометрические разности песчаников будут подэлементами, так как иногда в пределах одного ритма структура меняется от грубопсаммитовой до мелкопсаммитовой, причем грубозернистые песчаники постепенно сменяются крупнозернистыми, среднезернистыми и мелкозернистыми. Как и во флише, описанном Н. Б. Вассоевичем, здесь также налицо периодическая повторяемость слоев, заключающаяся в чередовании одинакового набора пород, причем в пределах ритма кверху постепенно уменьшается крупность зерна, а затем вновь появляется более грубый материал в основании следующего ритма.

Рассмотрим разрез флишевой формации в центральной части зоны по р. Таловке — р. Маймыр, где ширина занятой ею полосы составляет около 25 *км* и где она довольно хорошо обнажена. Здесь же можно наблюдать и контакт ее с аспидной формацией. Этот контакт весьма интересен, так как здесь, с одной стороны, наблюдается размыв перед отложением флишевой толщи, а с другой — постепенный переход между ними. Постепенность перехода вызвана определенной направленностью тектонических движений. Как уже указывалось при описании аспидной формации, в верхней ее части появляются некоторые признаки, сближающие ее с флишевой формацией. С началом образования последней резко увеличивается крупность зерна обломочного материала. В самом основании формации на черных сланцах аспидной формации залегают серовато-желтоватые крупнозернистые туфопесчаники с редкими крупными зернами полевого шпата, с большим количеством цементирующего вещества. Форма зерен иногда близка к кристаллографической, что обычно свойственно туфам. Однако основная масса породы изменена и в ней не видно следов пепловых структур. Мощность этого горизонта около 10 *м*. Заканчивается он зеленовато-серыми алевролитами мощностью до 3,5—5 *м*, переход к которым постепенный. На алевролитах залегают крупнозернистые вулканомиктовые песчаники с большим количеством зерен полевого шпата, обломков эффузивов преимущественно средней основности, кварца. Крупность зерна в песчаниках постепенно уменьшается вверх по разрезу, и ритм заканчивается алеврито-глинистыми сланцами. Следующий ритм начинается мелкогалечными конгломератами, мощностью 5 *м*, сменяющимися гравелитами, затем песчаниками, с постепенно убывающей зернистостью и вновь ритм заканчивается алеврито-глинистыми сланцами. Мощность каждого из двух последних ритмов не менее 25—30 *м*.

Такой разрез в основании формации прослеживается по р. Таловке и к северу от нее, в верховьях реч. Березовки. Именно здесь же в подстилающей аспидной формации появляются отдельные пачки с флишевой ритмичностью. Однако и мощности и крупность зерна в нижнем элементе ритма в ней меньше. Следовательно, здесь налицо закономерное увеличение зернистости в основании ритмов от верхов аспидной формации к низам флишевой и даже более того в самой флишевой формации только

в третьем ритме появляются мелкогалечные конгломераты. Такова кажущаяся картина постепенности перехода. Однако сам переход от черных сланцев кровли аспидной формации к первому же ритму флишевой очень резкий. И это не просто размыв перед отложением нового ритма. Здесь резко меняется состав обломочного материала: если для аспидной формации характерны породы олигомиктового состава, то для флишевой — полимиктовые, зачастую вулканомиктовые (граувакковые). Таким образом, начало формирования флишевой формации ознаменовалось резкими изменениями тектонического режима области сноса — начавшейся частной инверсией, оживившей дифференцированные движения внутри геосинклинальной системы и приведшей к окончанию осадконакопления в некоторых подзонах. При этом трудно допустить, чтобы в области продолжавшегося осадконакопления частная инверсия не ознаменовалась хотя бы перерывом, приведшим к стратиграфическому несогласию.

Вышеописанные три ритма относятся к основанию первого мегацикла. В пределах его нижней половины мощностью от 800 *м* на юге до 1400 *м* в центральной части и около 1200 *м* — в северной повсеместно сохраняется ритмичное строение, однако мощности ритмов и их строение меняются в зависимости не только от положения в разрезе, но и положения в пределах зоны. В южной части зоны преобладают ритмы размерами 4—8 *м*, что соответствует промежуточному положению между IV (2,5—3,5 *м*) и V (10—15 *м*) порядками по С. А. Афанасьеву (Хаин, 1964). Ритмы этого интервала образуют пакеты по 6—7 ритмов, иногда к ним (в основании пакетов) примыкают ритмы V порядка размерами от 10 до 13,5 *м*. Пакеты крупных ритмов разделены пакетами из немногих, менее мощных ритмов III (0,6—1,5 *м*) порядка (по 2—3 ритма в одном пакете) или пакетами более многочисленных, но еще более тонких ритмов II порядка (по 0,3 *м*).

Почти все ритмы двухкомпонентные, причем I элемент ритма представлен песчаниками, II элемент ритма — алевролитами или алевритоглинистыми сланцами. Большинство песчаников I элемента ритма мелкозернистые, но встречаются среднезернистые и крупно- даже грубозернистые. В случае наличия грубо- или крупнозернистого песчаника в основании I элемента ритма можно выделить подэлементы, соответствующие среднезернистым и мелкозернистым песчаникам.

Всегда границы между ритмами четкие, а иногда даже неровные волнистые, когда I элемент ритма ложится с размывом на предыдущий ритм. Внутри ритмов переходы между элементами и подэлементами ритма в большинстве случаев постепенные. Четкие границы внутри ритмов возникают лишь в тех случаях, когда выпадает какой-либо подэлемент непрерывного гранулометрического ряда, например II элемент ритма — алевролит ложится непосредственно на среднезернистый песчаник, что не характерно. Песчаники, как правило, зеленовато-серого цвета, иногда с буроватым или желтоватым оттенком. Алевролиты и алевритоглинистые сланцы обычно темно-серого цвета, иногда также с буроватым оттенком. Последние в ряде случаев интенсивно серицитизированы и приобретают шелковистый блеск и серебристо-серый цвет. В тех редких примерах, когда в ритме присутствует III элемент ритма, он представлен алевритоглинистыми сланцами. Пород пелитовой структуры в юго-восточной части зоны почти нет. По-видимому, здесь не возникало условий для их накопления или же для их сохранения, учитывая трансгрессивный характер залегания одного ритма на размытой поверхности дру-

гого. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах иногда наблюдается параллельная слойчатость, изредка (по р. Бруосовой) видно линзовидное, клиновидное наслоение. В алевролитах и алевритовых аргиллитах зачастую наблюдается тонкая косая слоистость.

Характер ритмичности, подобный описанному, развит повсеместно в нижней половине первого мегацикла в южной части зоны. В центральной части зоны в нижней половине первого мегацикла он в общих чертах сохраняется. Существенным отличием является некоторое погрубение материала в основании ритмов: здесь наиболее обычны крупно- и грубозернистые песчаники в качестве I подэлемента ритма; в связи с этим количество последнего увеличивается. Иногда в ритме появляется третий компонент — гравелит или мелкогалечный конгломерат, составляющий I элемент ритма. По направлению к северо-западу мощности ритмов значительно уменьшаются, почти на целый порядок, по С. А. Афанасьеву. В разрезе на р. Бухтарме, против пос. Сенного, мощностью 54 *м*, описано 117 ритмов. При простом сопоставлении цифр с первым разрезом, где 51 ритм имеет мощность 215 *м*, видно, что мощность ритмов здесь меньше. По количеству (75) здесь действительно преобладают мелкие ритмы размером 5—10 *см* (I порядок по С. А. Афанасьеву). Однако основную мощность слагают ритмы от 0,6—0,8 до 1,5—1,8 *м*, соответствующие III порядку по С. А. Афанасьеву. Кроме того, существенное значение здесь приобретают трехкомпонентные ритмы как за счет появления гравелитов в качестве I элемента ритма, так и за счет глинистых сланцев в верхах ритма. Однако очень редко при этом составляются четырехкомпонентные ритмы. Чаще всего ритмы остаются трехкомпонентными: гравелит — I элемент ритма, песчаник — II элемент ритма (может состоять из трех подэлементов ритма) и алевролит — III элемент ритма; или песчаник — I элемент ритма, алевролит — II элемент ритма, глинистый сланец — III элемент ритма. В этом разрезе ритма IV порядка (3,2—3,5 *м*) или интервалы IV—V порядков (до 6,3 *м*) встречаются через значительные промежутки, разделенные пакетами ритмов III порядка. Кроме того, здесь, как и на юге, встречаются пакеты тонкоритмичного флиша I порядка — по 14—24 ритма в одном пакете мощностью по 0,05—0,1 *м* каждый или среднеритмичного (0,3—0,4 *м*) флиша II порядка. Количество ритмов II порядка в пакете не превышает двух-четырех. Весьма характерно положение этих пакетов тонко- или среднеритмичного флиша над более крупным ритмом, который состоит только из одного элемента — песчаника, в котором насчитывается до трех-четырех подэлементов — от грубозернистого до мелкозернистого или из двух элементов — гравелита и песчаника. Тонкоритмичный и среднеритмичный флиш также состоят преимущественно из двух компонентных ритмов, сложенных алевролитами и глинистыми сланцами. В трехкомпонентном флише в качестве I элемента ритма участвует песчаник. Сочетание крупного неполного ритма, сложенного песчаниками с залегающей над ним пачкой тонких ритмов, состоящих из алевролитов и глинистых сланцев при общей тенденции к уменьшению крупности зерна снизу вверх, создает впечатление как бы полиритмичности, т. е. существования в верхах одного ритма тонкой «дополнительной» ритмичности низшего порядка.

Очень отчетливо в описываемом выше разрезе видны размывы в основании ритмов и тонкая косая слоистость, приуроченная исключительно к тонко- и среднеслоистым ритмам. Косая слоистость разнонаправленная,

одно направление под углом до 10° наклонено к тонкой горизонтальной слоистости, а второе подходит под углом 30—40° к первой. В целом же разрез по р. Бухтарме благодаря разнообразию как размеров ритмов, так и состава их элементов очень характерен. Более северо-западный разрез также по р. Бухтарме в районе пос. Нижнее Быково значительно более монотонен. Здесь на 66 *м* разреза уместилось примерно 585 ритмов, из них 515 мощностью 0,03—0,07 *м* (I порядок), 25 — размерами 0,2—0,4 *см* (I порядок) и 45 ритмов относятся к III порядку (0,6—1,4 *м*). Здесь очень характерна типичная мелкая косая слоистость в алевролитах, а также обычная во флишевых толщах неровная рельефная поверхность наслоения, покрытая выпуклыми вытянутыми бугорками, расходящимися и сходящимися, иногда с продольной штриховкой. Иногда на таких плоскостях видны обрывки растений. В этом разрезе изредка встречаются известковистые песчаники, обычно не характерные для нижней половины первого мегацикла. Разрез в районе пос. Нижнее Быково относится к верхам нижней половины мегацикла.

В самом северном разрезе по р. Зеваке, описанном И. А. Гречишниковой, строение этой части формации сохраняется.

Таким образом, крупные ритмы в этой части формации характерны для южной и центральной частей площади развития флиша, по направлению к северо-западу они уменьшаются в размерах. Самый грубый материал встречается в ритмах центральных частей зоны, здесь же наблюдаются его максимальные мощности.

Верхняя половина первого мегацикла имеет повсюду примерно одинаковую мощность в пределах 600—800 *м*. Разрез ее по р. Маймыр таков (снизу вверх):

1) нижняя пачка мощностью примерно 260—300 *м* представлена тонкоритмичными породами. Мощности ритмов укладываются в пределы I и II порядков. Ритмы построены песчаниками тонкозернистыми и алевритовыми аргиллитами. I элемент ритма имеет мощность от 0,01—0,2 *м*, а II элемент ритма — несколько большей мощности. Для такого типа ритмичности характерна тонкая горизонтальная полосчатость (алеврито-глинистые и глинистые элементы ритма) и косая (алевролиты и тонкозернистые песчаники). Самый распространенный наклон косых серий от 10 до 25°. Тонкая полосчатость размерами от 2 *мм* до 2 *см* зачастую выражена только изменением окраски. Здесь цвет пород серый и голубовато-серый для алевритовых аргиллитов;

2) вторая пачка мощностью около 90—100 *м* сложена среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками, почти не ритмичными, за исключением самых низов;

3) третья пачка (мощностью до 170 *м*) вновь представлена тонкоритмичными породами. Здесь в ритмичном переслаивании участвуют голубовато-серые алевролиты и аргиллиты или алевритовые аргиллиты, образующие двухкомпонентные тонкие или трехкомпонентные ритмы, сложенные тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и полосчатыми алевролитовыми аргиллитами или аргиллитами. Мощности ритмов не выходят за пределы I порядка (в двухкомпонентном ритме) и I или II порядка (в трехкомпонентном ритме);

4) верхняя пачка (мощностью не менее 300 *м*) сложена рядом полиритмов, в основании которых лежат песчаники мелкозернистые или среднезернистые мощностью до 5—10 *м*, а иногда и до 25 *м*, а выше — тон-

кослоистые алевритовые и алеврито-глинистые породы. В наименее мощных ритмах, где мощности песчаников I элемента ритма не превышают 5 *м*, ритм бывает простой, так как над песчаником залегают тонкослоистые алевролиты II элемента ритма и полосчатые алевритовые аргиллиты (III элемента ритма). Однако чаще встречаются полиритмы, где над песчаниками I элемента ритма залегает пакет тонких ритмов I порядка, где чередуются алевролиты I элемента ритма и алевритовые аргиллиты II элемента ритма. Песчаники этой пачки отличаются некоторой карбонатностью, кроме того, они содержат включения карбонатных пород в виде линз и конкреций. Размеры конкреций в форме желваков от 1 *см* до 0,5 *м* в поперечнике. Линзы, как правило, более крупные до 0,4 *м* толщиной и до 2,0 *м* протяженностью. В результате определения состава карбонатов методом Берга (термообъемный анализ) и количества нерастворимого остатка, выполненных в литологической лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Киселевой, установлено присутствие в этих карбонатах доломита и кальцита. Линзы и конкреции содержат не более 58% карбонатного вещества (максимальное значение), а чаще от 20 до 45%. Остальная часть — нерастворимая, состоит из обломков минералов (преимущественно кварца и полевого шпата) разных размеров. Как и в песчаниках, в конкрециях встречается циркон. Подобные же конкреции как округлые до 0,10 *м* в поперечнике, так и овальные до 0,30 *м* по длинной оси найдены в этой части разреза и в других, значительно более южных местах, как, например, по р. Курчум. В центральной части зоны рассматриваемой формации соответствует толща, также обогащенная карбонатным материалом. В северной части зоны, по мнению И. А. Гречишниковой, преобладают тонкообломочные зачастую известковистые песчаники и полосчатые алевролиты и аргиллиты в верхней половине мегацикла.

Подробное изложение материала по нижней и верхней частям мегацикла проводилось с целью доказательства их неразрывного единства, составляющего самый высший порядок ритмичности — мегацикл. Мощность первого мегацикла изменяется от 1700—1800 *м* на юге до более чем 2000 *м* в центральной части зоны и снова уменьшается до 1700 *м* на севере. Появление второго мегацикла в разрезе формации, во-первых, подтверждает правильность сделанного объединения ритмов в мегациклы, а во-вторых, свидетельствует о волновой природе движений.

Второй мегацикл построен аналогично первому, однако мощность его несколько меньше. В южной части зоны она около 1100 *м*, в центральной и северной до 1500 *м* (за счет уменьшения нижней половины мегацикла и вследствие неполноты разреза верхней его половины). Мощность нижней половины второго мегацикла изменяется так же, как и в первом мегацикле: на юге и на севере она несколько меньше — до 700 *м*, а в центральной части зоны составляет 1000 *м*.

Не останавливаясь подробно на описании отдельных разрезов, дадим общую характеристику ритмичности нижней половины второго мегацикла. По характеру ритмичности она похожа на нижнюю половину первого цикла. Здесь, особенно в нижней части, преобладают ритмы IV порядка мощностью 2,5—3,5 *м*. I элемент ритма представлен гравелитами или грубо- крупнозернистыми песчаниками. Мощность I элемента ритма 1—1,5 *м*. II элемент ритма соответственно сложен песчаниками или алевролитами, а III — алевролитами или алевритовыми аргиллитами. Суммарная мощность II и III элементов ритма примерно равна мощности

I элемента ритма. Цвет песчаников зеленовато-серый. Алевролиты и алевритовые аргиллиты иногда голубовато-серые, иногда темно-серые. В них видна местами косая слоистость, а в отдельных ритмах полосчатость. Границы между ритмами резкие. Наряду с крупными ритмами есть и более мелкие III порядка, где мощность I элемента ритма составляет 0,2—0,5 *м*, а II и III элементов вместе — около 0,5 *м*.

По направлению к верхам разреза в породах появляется некоторая кремнистость, как правило, во II элементе ритма. В этом случае алевролиты II элемента ритма становятся более крепкими и окраска их приобретает голубоватый оттенок. В верхних частях разреза иногда встречаются ритмы в 4—6 *м* (соответствует интервалу между IV и V порядками), а иногда отдельные ритмы, сложенные в основании грубым материалом, достигают 10 *м* (как у моста через Нарым в Маймырском ущелье). Но определяющим для ритмичности второго мегацикла являются ритмы IV и III порядков.

Переход к верхней половине мегацикла осуществляется постепенно. Мощность верхней толщи также значительна, хотя она не везде представлена полностью. На юге, например, она срезается нарушением, в районе пос. Яры она также частично уничтожена и лишь севернее, на широте пос. Быково, и далее она представлена возможно полностью. Здесь видна смена верхней части второго мегацикла вышележащей формацией — известковисто-сланцевой. Мощность верхней толщи достигает 400 *м* на юге, 500—600 *м* в центральной части зоны и около 800 *м* — на севере. Характер ритмичности в этой толще очень похож на уже описанный в верхней половине первого мегацикла. Здесь также наблюдаются пачки тонкоритмичного флиша, как правило, двухкомпонентного (мощностью 0,02—0,04 *м*), создающего картину отчетливой полосчатости. Пакеты тонкоритмичного флиша мощностью до 30 *м* разделяются песчаниковыми. В отдельных песчаниковых пачках иногда ритмичность выражена плохо: песчаники мелкозернистые или среднезернистые содержат линзовидные прослои черных сланцев. Возможно, что эти линзы и есть остатки сохранившегося от размыва II элемента ритма, однако четких следов размыва здесь нет. В самых верхах разреза иногда встречаются довольно мощные (до 12—30 *м*) пласты однообразных алеврито-глинистых сланцев без прослоев другого состава. Таким образом, в самых верхах второго мегацикла чувствуется нарушение ритмичности, столь свойственной флишевым отложениям, и переход к другому типу строения. Следовательно, осуществляется переход, видимо постепенный, к вышележащей известковисто-сланцевой формации. Именно в этой части флишевой формации и была найдена фауна криноидей, мшанок и брахиопод.

Литолого-петрографический состав флишевой формации ограничивается тем набором пород, которые рассматривались при описании типов ритмичности по разрезу. Среди пород преобладают песчаники, а из них полимиктовые разновидности. Песчаники разнообразны по структуре; от мелкопсаммитовой до грубопсаммитовой, причем часто встречаются несортированные песчаники неравномерно-псаммитовой структуры (особенно в I элементе ритма). Степень отсортированности увеличивается с уменьшением зерна (повышается к верхам ритма). В составе зерен в песчаниках присутствует кварц, плагиоклаз (обычно более крупные зерна) и обломки пород, преимущественно эффузивов: диабазов, диабазовых порфиритов, андезитовых порфиритов, их основной массы и эффузивов

кислого состава. В вулканомиктовых разностях количество обломков эффузивов такое же, как и полевых шпатов. Встречаются в обломках кварциты и микрокварциты, более крупные угловатые обломки представлены глинистыми сланцами. Форма обломков разная, но чаще всего они плохо окатаны. Обломки полевых шпатов иногда сохраняют лишь несколько разрушенные кристаллографические очертания. Лучшей окатанностью отличаются обломки эффузивов, хотя и среди них попадаются угловатые. Из акцессорных минералов присутствует лейкоксен, апатит, турмалин. Довольно часто в породах содержится пирит. Среди мелко- и среднезернистых песчаников встречаются аркозовые (или кварц-полевошпатовые). Цемент в песчаниках преимущественно базального типа, почти всегда изменен, серицитизирован или хлоритизирован. Иногда же сохраняется первичное глинистое или глинисто-кремнистое вещество. Пеплового вещества в цементе не видно, поэтому песчаники рассматриваются нами как чисто осадочные. Изредка цемент известковистый. Не только цемент, но и зерна в песчаниках изменены, особенно характерен процесс карбонатизации плагиоклазов, в меньшей степени зерна плагиоклазов подвергаются серицитизации.

Мелкогалечные конгломераты и гравелиты отличаются от песчаников лишь крупностью обломков, представленных преимущественно черными сланцами и эффузивами. Эти наиболее грубые породы в объеме формации занимают незначительное место. Очень широко распространены алевролиты, причем в нижних частях мегациклов они значительно уступают по объему песчаникам (примерное соотношение 1 : 3), а в верхних частях равны им. По составу алевролиты кварц-полевошпатовые, характер цемента у них почти тот же, что и у песчаников, за исключением повышения кремнистости в цементе в верхних половинах мегациклов. Измененные аргиллиты без примесей алевритовых зерен редки, а в нижней половине первого цикла на юге зоны и вообще отсутствуют. Значительно чаще встречаются их алевритистые разности, в той или иной мере обогащенные обломками кварца и полевого шпата. Они составляют верхние элементы ритмов и больше всего встречаются в верхней половине мегациклов; во втором мегацикле они иногда кремнисты. Органические остатки во флишевой формации содержатся в весьма ограниченном количестве: найденная по р. Маймыр макрофауна является единственной находкой. Иногда на верхних поверхностях ритмов видны отпечатки обрывков растений и, как показали последние определения Н. И. Михайловой и А. П. Морозовой (по данным В. А. Комар), здесь содержатся и споры. Пока они выявлены по р. Таловке и по р. Бухтарме в низах первого мегацикла.

Таким образом, для флишевой формации в Южно-Алтайской зоне характерны:

1. Большая мощность, в среднем не менее 3000 *м*, максимальная в центральной части, несколько убывающая к краям — к северо-востоку и юго-западу.

2. Терригенный (обломочный) полимиктовый состав: преимущественно песчаниковый разной зернистости и алевролитовый, реже встречаются гравелиты (и мелкогалечные конгломераты) и аргиллиты.

3. Флишевая ритмичность прогрессивного типа с уменьшением крупности зерна от подошвы ритма к его кровле.

4. На фоне общей флишевой ритмичности двучленное деление формации на два мегацикла, каждый из которых в нижней части отличается более грубой зернистостью, а в верхней — более мелкой.

5. В пределах зоны в нижней половине первого мегацикла наблюдается уменьшение мощности ритмов и грубости зерна I элемента ритма по направлению с юга на северо-запад.

6. В нижних частях мегацикла преобладают простые ритмы III—IV порядков, реже интервала порядков IV—V — 4—7 *м*; в верхних частях широко распространены простые ритмы I и II порядков, но наряду с ними появляются крупные сложные ритмы или полиритмы.

7. Верхним частям мегациклов свойственна известковистость.

8. Органические остатки в виде макрофауны крайне редки и встречены в единичном случае только в верхних частях мегаритмов; споры и пыльца пока найдены в нижних частях мегаритмов.

9. Алевролитовым элементам ритмов свойственна косая слоистость.

10. Породы флишевой формации интенсивно складчаты.

Взяв за основу определение флиша, данное Н. Б. Вассоевичем (1948, стр. 112), и сопоставив его формулировку с особенностями рассмотренного флиша, можно определить флиш Южно-Алтайской зоны Зайсанской геосинклинальной системы как «относительно мощную серию (1) морских осадочных образований (2), характеризующихся регулярным чередованием по меньшей мере двух, обычно же трех (и реже четырех) основных литологических разновидностей слоев . . . (3) независимо от их вещественного состава, образующих закономерные парагенетические (у нас генетические) сочетания (5), простые ритмы (6), обычно прогрессивные гемициклы (7). Флишевые породы бедны цельными остатками макрофауны и макрофлоры (или вовсе лишены их) (9), но содержат иногда в изобилии фукоиды и (или) гиероглифы (10)». Таким образом, формулировка Н. Б. Вассоевича в 8 пунктах из 10 лишь с одной поправкой дословно соответствует содержанию описываемого нами флиша. Пункт «4» Н. Б. Вассоевича говорит о необходимости содержания двух главных гранулометрических классов — зернистых (фанеромерных) и незернистых (криптомерных) пород (независимо от их вещественного состава). В нашем случае это не всегда соблюдается, ибо песчаники и алевролиты относятся к одному классу зернистых пород, а зачастую ритмы только ими и сложены. Таким образом, в формулировку 4 пункта, кроме предусмотренного Н. Б. Вассоевичем случая, должно быть добавлено, что литологические разновидности слоев могут содержать отличающиеся по размеру псефитовые, псаммитовые и алевритовые разности в пределах одного гранулометрического (именно зернистого) класса. С изменением этого «4» пункта связана и поправка к пункту «5» — о генетических сочетаниях литологических разновидностей, ибо все породы в описываемом нами типе флиша генетически связаны.

Пункт «8» о размере ритмов в применении к нашему типу флиша нельзя измерять сантиметрами и дециметрами (это по существу только I и II порядки по С. А. Афанасьеву). Следует помнить, что мощность простых ритмов может измеряться первыми метрами (до 10 *м*) и в редких случаях и больше (III, IV, V, редко VI порядки по С. А. Афанасьеву). В отличие от «10» пункта, в наших условиях нет изобилия фукоидов, однако обнаружены гиероглифы, всякого рода борозды размыва и нераспознанные бугорки и валики на нижних поверхностях ритмов.

Представляется, что можно расширить (за счет изложенных выше поправок) понятие флиша, данное Н. Б. Вассоевичем, и даже, более того, считать флишевую ритмичность рассмотренного выше типа наиболее характерной для флишевой формации. По нашему мнению, подобно тому как не всякое периодическое чередование пород, например сезонная слоистость, есть флишевая ритмичность, не все типы ритмичности, рассмотренные Н. Б. Вассоевичем, свойственны флишевой формации, часть их характерна для аспидной формации.

Таким образом, наиболее характерными чертами флишевой ритмичности флишевых формаций являются: 1) прогрессивный тип; 2) обломочный (терригенный) состав; 3) значительные изменения мощности ритмов, но не превышающие (в массе) IV—V порядков по С. А. Афанасьеву. Эти особенности флишевой формации с несомненностью свидетельствуют о существовании во время ее накопления поднятий, которые давали богатый материал для размыва. Эти поднятия, очевидно, располагались недалеко, так как материал слабо окатан и достаточно грубозернист. Наиболее грубые обломки и значительные по мощности ритмы встречаются чаще всего на юге и юго-востоке зоны, это позволяет считать, что наибольший снос материала происходил в этом направлении. Резкое сужение Зайсанской геосинклинали к юго-востоку заставляет предполагать, что именно поднятия на юго-востоке могли являться источником сноса. Более близким источником сноса, видимо, были внутренние поднятия в самой Зайсанской геосинклинальной системе. Начавшаяся в конце девона перестройка, сопровождавшаяся внедрением интрузий габбро-диабазов, очевидно, привела к некоторому сокращению, по сравнению с девоном, области седиментации. Турнейский флишевой прогиб (может быть, трог) локализовался на меньшей площади и оказался несколько смещенным к западу. По-видимому, границей его с востока служил разлом, вдоль которого внедрились интрузии габбро-диабазов и который, если можно так сказать, лежит «в основе» несогласия аспидной и флишевой формаций. Это предположение помогает объяснить присутствие в обломках такого большого количества диабазового материала и черных сланцев, а также появление столь характерной складчатости флишевой формации, ограниченной флишевым трогом. Существуют различные точки зрения о глубинах флишевых бассейнов. В рассмотренном нами случае накопление флишевой формации, вероятно, происходило в условиях мелководного бассейна, судя по обычной крупнозернистости основания ритмов и большому количеству размывов в ней. В основе накопления флишевой формации лежит тектонический фактор — пульсационные колебательные движения на фоне сравнительно быстрого погружения дна бассейна, так как только при быстром захоронении (и недалеком переносе) могли сохраниться плохо отсортированные граувакковые песчаники, содержащие обломки мало устойчивых минералов и пород.

ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В самом названии этой формации заложена некоторая неопределенность, этот термин подчеркивает близость формации к флишевой. Н. Б. Вассоевич флишеподобными, или флишоидными, свитами называет «такие, которые независимо от того, синхроничны ли они флишу или нет обнаруживают различные черты сходства с ними и при том в той или иной мере

мелкоритмичны» (1951, стр. 142). Однако нам представляется, что не менее существенно и положение флишоидной формации в разные этапы развития геосинклинали, поскольку каждая формация есть категория историческая, имеющая свое определенное место в естественном ряду, как это с несомненностью доказано работами Н. С. Шатского, Б. М. Келлера, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова и других исследователей. По положению флишоидная формация должна соответствовать флишевой. Известно также, что в геосинклинальных областях существует формация, также по положению соответствующая флишевой — это вулканогенная (в общем виде порфиритовая) формация, свойственная зонам с активным проявлением вулканизма.

Таким образом, флишоидная формация должна соответствовать и флишевой и порфиритовой формациям и, следовательно, носить до некоторой степени промежуточный характер. Из такого промежуточного положения формации можно ожидать в ней некоторую двойственность: с одной стороны — близость к вулканогенной формации, с другой — к терригенной — флишевой. Установлено, что в пределах Зайсанской геосинклинальной системы существуют две разновидности флишоидной формации, выделяемые нами в две субформации: флишоидная сланцево-песчаниковая и флишоидная туффитовая. Флишоидные формации в целом характеризуют среднюю стадию развития геосинклинальной системы (предорогенный этап по В. Е. Хаину). Лишь один из литологических комплексов геосинклинальной системы — средне-верхнедевонская флишоидная формация Лениногорско-Зыряновской подзоны имеет в этом отношении двойственный характер. Если рассматривать историю развития этой подзоны изолированно, то принадлежность ее к средней стадии сомнения не вызывает; она перекрывает вулканогенную формацию ранней стадии развития (кварцево-кератофировую) и в свою очередь перекрывается известковисто-сланцевой формацией на севере и туффитовой флишоидной субформацией на юге. Если же рассматривать ее совместно с историей развития всей геосинклинальной системы, то окажется, что в Лениногорско-Зыряновской подзоне флишоидная формация образовалась раньше, одновременно с формациями ранней стадии в других зонах, например с аспидной формацией в Южно-Алтайской зоне. Вероятно, для прогибов геоантиклинальных зон это вполне допустимо. Для Лениногорско-Зыряновской же подзоны характерны такие условия, когда типичная аспидная формация формировалась в глубоких прогибах, а флишоидная субформация возникала в небольших прогибах на поднятии. Нами средне-верхнедевонский флишоидный комплекс рассматривается с формациями средней стадии развития.

Флишоидная сланцево-песчаниковая субформация окраинных подзон Рудного Алтая

Флишоидная сланцево-песчаниковая субформация, распространенная в пределах Лениногорско-Зыряновской и Змеиногорской подзон Рудно-Алтайской зоны, является наиболее ранней из подобного рода образований. Отложения, отнесенные к этой субформации, образуют прерывистую полосу протяженностью около 200 *км* при ширине от 2 до 10 *км*. Возрастной интервал их ограничен живетским ярусом среднего девона и верхним девоном. В собственно Зыряновском районе к этой субформации может быть

отнесена и часть нижнетурнейских отложений. Рассматриваемая субформация по значительному количеству в ее составе аргиллитов приближается к аспидной формации Южно-Алтайской зоны, но отличается большим участием песчаников в разрезе. Обломочные породы часто ритмично переслаиваются. Местами в верхней части субформации появляются туффиты, туфы и покровы порфиритов. В целом эта субформация характеризуется широким разнообразием пород и быстрой изменчивостью разрезов по простиранию. В ней почти полностью отсутствуют карбонатные породы.

В Лениногорско-Зыряновской подзоне выходы субформации расположены в районе г. Зыряновска и к югу и к западу от г. Лениногорска. К югу — юго-востоку от г. Зыряновска, по данным М. Г. Хисамутдинова, в основании разреза залегают черные тонкоплитчатые углистые аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов в низах пачки. Мощность пачки — 170—200 *м*. Выше залегает существенно песчаниковая пачка мощностью 100 *м*. Она начинается зеленовато-серыми среднезернистыми тонкополосчатыми песчаниками (8 *м*), на которых залегает горизонт гравелитов, сложенных главным образом обломками кварцитов, полевых шпатов и кислых эффузивов. В каждом последующем прослое песчаников (мощностью в несколько метров), залегающем выше гравелитов, постепенно уменьшается размер зернистости и заканчиваются они алевролитами. Выше залегает пачка алевролитов и алевропесчаников, переслаивающихся с тонкими (0,5—0,7 *м*) прослоями мелкозернистых песчаников мощностью 250 *м*. Вместе с нижележащей песчаниковой пачкой эта песчанико-алевролитовая пачка образует нижнюю песчаниковую толщу, на которой залегает вторая верхняя песчаниковая толща, также состоящая из двух пачек. Нижняя ее пачка состоит преимущественно из тонкозернистых, редко среднезернистых песчаников и алевро-песчаников грязно-зеленого цвета, часто переслаивающихся между собой, и с тонкими прослоями алевролитов. Мощность пачки 120 *м*. В верхней пачке этой толщи существенную роль играют алевролиты. Таким образом, нижняя часть субформации (мощностью 600 *м*) состоит из двух мезоритмов. Верхняя часть субформации, существенно алевролитовая, внизу сложенная тонкочередующимися алевролитами и аргиллитами различных оттенков с редкими прослоями тонкозернистых песчаников, а вверху в основном алевролитами и глинистыми сланцами различных оттенков серого цвета.

На правобережье р. Бухтармы, к северо-западу от г. Зыряновска, к флишоидной субформации могут быть отнесены отложения хамирской свиты. В. Д. Барановым приводится следующий разрез этих отложений (снизу вверх):

1. Пачка тонкослоистых (мощность слойков 1—3 *мм*) темно-серых и серых алевролитов и аргиллитов с подчиненными им прослоями и линзами полимиктовых песчаников	150 *м*
2. Толща ритмичного переслаивания песчаников с алевролитами и аргиллитами. Ритм начинается обычно грубыми или гравийными песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов мощностью 20—30 *см*. Среди алевролитов и мелкозернистых песчаников отмечается горизонтальная и косая слоистость. Породы толщи имеют темно-серый, табачно-серый и голубоватый цвет. Мощность толщи	600—700 *м*

В Зыряновском районе флишоидная песчано-сланцевая субформация состоит примерно на 57% из алевролитов, 10—12% в ней занимают

глинистые сланцы, около 28—30% песчаники и 5% гравелиты. Рассматриваемые отложения залегают согласно на подстилающих образованиях кварц-кератофировой формации.

К западу от г. Лениногорска к флишоидной песчано-сланцевой субформации могут быть отнесены отложения белоубинской свиты, распространенные в бассейне р. Кедровка, на левом берегу р. Ульбы и на правом берегу по р. Бутачиха. В нижней части разреза здесь выделяется пачка переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Песчаники обычно залегают на размытой кровле аргиллитов. По крупности зерен среди них различаются мелко-, средне- и крупнозернистые разности. По составу песчаники полимиктовые. Мощность прослоев песчаников колеблется от 1 до 8 *м*. Алевролиты и аргиллиты образуют более тонкие слойки в 0,2—0,4 *м* мощностью. Мощность пачки 150 *м*. Выше залегает пачка алевролитов известковистых светло-серых, зеленовато-серых и темно-серых, рассланцованных, часто слабо ожелезненных. Слоистость в алевролитах большей частью не ясная. Лишь участками устанавливается тонкое переслаивание через 2—3 *мм* темно-серых разностей с прослойками 2,5—3,0 *см* рыжевато-серых песчанистых алевролитов. Мощность пачки 600 *м*.

Выше залегает туффитовая пачка мощностью 150 *м*. В ее низах устанавливается чередование переслаивающихся глинистых сланцев и алевролитов с пластами по 0,2—2,5 *м* псаммитовых и гравелитовых туффитов. Толщина слойков алевролитов и сланцев колеблется от 2—3 *мм* до 4 *см*. Цвет пород темно-серый, серый и зеленовато-серый. Обломки в туффитах размерами 7—15 *см* округло-угловатой и полуокатанной и угловатой формы, состоят из полевого шпата, алевролитов, глинистых сланцев, андезитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров. Пласты грубых туффитов с карманами размывов залегают на глинистых сланцах, вверх сменяются туффитами, среди которых отмечаются линзочки алевролитов. Мощность нижней части пачки 15 *м*. Выше наблюдается переслаивание темно-серых глинистых сланцев и серых алевролитов со слоями среднезернистых полимиктовых песчаников, а затем с линзами и прослоями туффитов. Мощность пачки, включающей туффиты, достигает 700 *м*. В пределах этой пачки появляются отдельные покровы порфиритов, которые выше образуют пачку вулканогенных пород. Наряду с покровами порфиритов в ней присутствуют их туфы. Среди вулканогенных пород установлены тонкие прослои алевролитов, песчаников и гравелитов. В этом разрезе субформации явно преобладают алевролиты и аргиллиты — 75—77%, примерно 15—18% объема занимают песчаники, причем 1—2% составляют гравелиты. В количестве от 5 до 10% присутствуют порфириты и их туфы. Суммарная мощность разреза 1600—1700 *м*.

В северо-западном направлении до широты р. Убы двучленное строение субформации в общих чертах сохраняется. Нижняя ее часть представлена флишоидным чередованием аргиллитов, алевролитов и, реже, песчаников, а верхняя — переслаиванием мелко- и среднезернистых песчаников с алевролитами. В верхах разреза устанавливаются линзы туфов кислого и смешанного состава. В верховьях р. Волчиха и р. Толмачиха в субформации отмечается увеличение прослоев туфов и кварцевых альбитофиров. Цвет пород часто изменяется.

В Змеиногорском районе, в отличие от Зыряновского и Лениногорского, устанавливается отчетливое несогласие между флишоидной и под-

стилающей ее кварц-кератофировой формацией. Здесь в базальных слоях флишоидной сланцево-песчаниковой формации присутствуют конгломераты; среди гальки последних нередко отмечаются эффузивы и туфы из нижележащих толщ. К флишоидной формации в Змеиногорском районе отнесены отложения шипуновской и алейской свит.

В собственно Змеиногорской подзоне, в районе сел. Петровское, Каменка, субформация сложена осадочными породами: алевролитами и песчаниками. Аргиллиты и алевролиты в разрезе резко преобладают. Цвет их зеленовато-серый, серый, темно-серый, иногда черный. Песчаники — серые мелко- и среднезернистые; грубозернистые разности здесь встречаются редко. Обычно песчаники туфогенные, реже — кварцевые. Аргиллиты, песчаники и алевролиты часто образуют флишеподобное чередование. Ритм начинается прослоем песчаника мелко- или среднезернистого. В песчаниках встречаются отдельные остроугольные обломки темно-серых аргиллитов; выше по разрезу их количество увеличивается, наряду с ними встречаются отдельные линзочки и прослои алевролитов. Песчаники обычно имеют четкие, неровные контакты с тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами. Мощность ритмов колеблется от 0,4 до 0,8 *м*, мощность отдельных прослоев 0,2—0,3 *м*. Иногда внутри слойков алевролита наблюдаются оползневые складки. Общая мощность разреза 1000—1200 *м*.

К северо-северо-востоку, в верховьях р. Б. Гольцовка, осадочные породы в составе субформации имеют подчиненное значение. Преобладают здесь туфы основного состава и андезитовые порфириты. Широкое распространение осадочные породы (аркозовые и туфогенные песчаники) вновь получают в районе пос. Черепановского и Змеиногорского рудного поля. В отличие от разрезов в бассейне р. Убы и района г. Лениногорска, в районе с. Черепановка более широко распространены грубообломочные породы, туффиты и туфогенные слоистые песчаники с тонкими прослоями кремнистых алевролитов. Наряду с этими породами распространены известковистые алевролиты, в которых нередко присутствуют ископаемые остатки морской фауны — криноидей и брахиопод.

Мощность отложений, отнесенных к флишоидной субформации на юге Змеиногорского района, несколько менее 4000 *м*, а на севере 700—1000 *м*.

Петрографический состав пород субформации достаточно разнообразен. Широко распространенные в ней глинистые сланцы и аргиллиты характеризуются пелитовой или лепидобластовой структурой. В последнем случае они состоят из серицит-хлоритовой ткани, в которой иногда присутствует эпидот. В аргиллитах в количестве 15—20% присутствуют алевролитовые частички размером 0,08—0,05 *мм*, представленные кварцем. В виде примеси присутствует пирокластический материал. Аргиллиты обычно серицитизированы. В алевролитах обломочные частицы с размером зерен 0,01—0,02 *мм* преимущественно представлены кварцем, редко плагиоклазом. Цемент — базального типа, пелитовый. В известковистых разностях в цементирующей массе встречается карбонат. Среди песчаников различаются кварцевые, аркозовые и вулканомиктовые разности. Цемент — базального типа или типа заполнения пор, кремнистый или глинисто-кремнистый. В цементе появляются вторичные минералы — серицит и хлорит, часто отмечается пиритизация. В присутствующих в разрезе этой субформации обсадных брекчиях размер обломков

составляет от 2—3 до 15—30 *см*. Среди акцессорных минералов в осадочных породах распространены апатит, сфен, гранат.

Вулканогенные и туфогенные породы, распространенные наиболее широко в Змеиногорской подзоне, представлены главным образом туффитами и туфогенными песчаниками, реже туфами и порфиритами. Туффиты и туфогенные песчаники обладают псаммитовой структурой. Зерна в них представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и, реже, обломками эффузивных и осадочных пород. Размер обломков достигает 2—3 *мм* в гравелитах и уменьшается до 0,3 *мм* в песчаниках. Цемент — базального типа, перекристаллизован и имеет часто гранобластовую структуру.

Формирование сланцево-песчаниковой флишоидной субформации в Лениногорско-Зыряновской подзоне происходило в сравнительно мало прогнутых участках, вероятно, соединявшихся с троговым прогибом Южно-Алтайской зоны, в котором происходило накопление аспидной формации. В этой подзоне накопление флишоидных толщ следовало за образованием кварц-кератофировой формации в прогибавшихся частях подзоны, в то время как другие ее части не испытывали такого погружения. В Змеиногорской подзоне формирование флишоидных толщ происходило, по-видимому, после некоторого перерыва в осадкообразовании, что фиксируется появлением в основании флишоидной субформации базальных конгломератов. Условия накопления отложений вдоль всего прогиба тоже не были совершенно идентичными. Это отчетливо видно из сопоставления вышеприведенных разрезов. Переслаивание литологических разновидностей пород, текстурные особенности указывают на режим осадконакопления, пульсационный характер движений. В отдельных слоях устанавливается тонкая горизонтальная и косая слоистость. Нередки случаи, когда слойки с косой слоистостью ограничены слойками, залегающими горизонтально. Обособленность косых и горизонтальных слоистых серий нечеткая, границы между ними часто волнистые. Мощность слойков колеблется от нескольких миллиметров до 1,5—2,0 *см*. Величина угла косой слоистости от 15 до 30°. Такой тип слоистости,согласно Л. Б. Рухину (1961), соответствует слоистости, образовавшейся в условиях слабых донных течений с медленным поступательным движением воды. В верхней части разреза субформации наиболее обычна тонкая горизонтальная слоистость. Косослоистые образования, подобные вышеописанным, также встречаются, но крайне редко. Плохая окатанность и отсутствие сортировки в этих туффитах свидетельствуют о недалеком переносе материала. Наличие среди обломочного материала туффитов обломков основных и средних эффузивов, приуроченность отдельных горизонтов таких эффузивов к западному борту флишоидного прогиба свидетельствуют о том, что вулканомиктовый материал поступал с запада и северо-запада, с расположенных там вулканических гряд. Последние образовали порог, ограничивающий флишоидный прогиб с запада. Обломочный материал для формирования тонкозернистых осадочных толщ, по-видимому, поступал главным образом с востока.

Участие в разрезе вулканогенных пород еще более возрастает в пределах Змеиногорского района, где они на отдельных участках нацело вытесняют осадочные породы. Вместе с тем здесь появляются известковистые алевролиты с остатками брахиопод, не оставляющими сомнения, что образование их происходило в морской среде. К северо-западу от г. Зме-

иногорска флишоидные отложения по простиранию замещаются отложениями кварц-кератофировой формации. Аргиллитовые и алевролитовые неслоистые черносланцевые толщи в Лениногорском районе, по-видимому, формировались на значительных глубинах в застойных условиях. В то же время наличие грубообломочных образований среди песчано-сланцевых толщ свидетельствует о резкой дифференцированности и знакопеременности движений на близко расположенных участках.

Флишоидная сланцево-песчаниковая субформация Восточной Калбы

Сланцево-песчаниковая субформация распространена в Калбинской подзоне, где она прослеживается полосой северо-западного простирания от р. Иртыш на севере к юго-востоку. В районе р. Нарым она перекрыта молодыми рыхлыми отложениями, затем появляется вновь, но, не доходя до р. Черный Иртыш, окончательно скрывается под мощным чехлом кайнозоя Зайсанской впадины. С двух сторон основная полоса (шириной до 25 *км*) флишоидной формации ограничена разломами (на северо-востоке Терективским, на юго-западе — Западно-Калбинским), которые, если и не везде хорошо фиксируются, тем не менее определяют границы распространения формации.

Сланцево-песчаниковую субформацию флишоидной формации в этой подзоне слагают две свиты: байсумская и даланкаринская поздневизейско-ранненамюрского возраста. В соответствии со строением в сланцево-песчаниковой субформации, как и во флишевой формации, можно выделить мегациклы: нижний, условно соответствующий байсумской свите, и верхний — большей части даланкаринской; самая верхняя намюрская часть даланкаринской свиты составляет третий мегацикл. В целом же сланцево-песчаниковая субформация представлена преимущественно песчаниковым комплексом. Кроме песчаников в ней присутствуют алевролиты и алевритовые аргиллиты, которые хотя и составляют значительно меньший объем формации, однако придают ей те черты строения, которые позволяют называть ее флишоидной.

При описании формации, кроме собственных наблюдений автора, использованы материалы как съемочных работ, так и тематических — А. Г. Алексеева, А. Х. Кагарманова, Э. Г. Моисеевой и др.

В первом мегацикле мощностью от 600 до 900—1200 *м* выделяются две части: нижняя, в основном песчаниковая, лишь в отдельных разрезах песчанико-сланцевая и верхняя — песчано-алеврито-глинисто-сланцевая. Нижняя часть первого мегацикла повсеместно контактирует с аспидной формацией. В этом отношении наблюдается ее полное тождество с флишевой формацией. И здесь, так же как и в Южно-Алтайской зоне, в основании субформации видно значительное погрубение материала, по сравнению с аспидной формацией, и изменение состава в сторону повышения полимиктовости. Окраска пород резко меняется от темно-серой на более светлую — зеленовато-серую. Для нижней части флишоидной субформации очень характерным образованием являются так называемые «катыши» глинистых и алевритистых пород внутри песчаниковых слоев. Размеры «катышей» от 5 до 20 *см* и даже иногда меньшие — до 1 *см*. «Катыши» имеют обычно хорошо окатанную овальную или уплощенную форму. «Катыши» являются весьма интересным образованием.

К. Данбар и Дж. Роджерс, рассматривая иловые шары, глиняные катуны (mud bleds, clay galls), приводят (как возможные) два способа их образования. Первый из них — речной; при подрезании меандрирующим потоком пойменных отложений образуются отдельные комки, которые, перекатываясь, дают катуны, скапливающиеся за гравийным баром. Второй способ — морской, когда подводный оползень переходит в мутный поток. Упомянутые авторы делают заключение о том, что «глиняные катуны наиболее обычны в самой грубой части ритмично-слоистых отложений и, по всей вероятности, образуются путем отщепления тонкозернистого материала от подстилающих отложений» (1962, стр. 75). В Калбинской подзоне, по нашему мнению, «катыши» образуются вторым способом. Это вполне согласуется с представлением о флишевых «троговых бассейнах с активными придонными течениями — мутьевыми потоками, стекающими перпендикулярно к бортам прогиба». К бортам прогибов, точнее к ограничивающим их разломам, «к периодам их наиболее активного развития приурочены брекчии, глыбовые конгломераты, «горизонты с включениями», составляющие типоморфные элементы грубого или дикого флиша» (Хаин, 1964). Кроме горизонтов с катышами, в нижней толще часты небольшие линзы гравелитов, скоплений галек и обломков пород и разнозернистых песчаников. Эти горизонты разделяются тонкими пачками ритмично-чередующихся алевролитовых и глинистых пород.

Нижней части мегацикла Калба-Нарымской зоны свойствен: 1) в основном песчаниковый состав (песчаники составляют до 70% объема); разнообразная зернистость, включение линз гравелитов, реже конгломератов и частые включения отдельных «катышей» глинистых пород; 2) полимиктовый состав обломков в породах; 3) неотчетливая ритмичность, проявляющаяся лишь в отдельных слоистых пачках. Некоторое подобие ритмичности заключается в появлении прослоев алевролитов между горизонтами песчаников мощностью до 10—15 *м*. В этом случае мощность ритмов может быть оценена в 100—120 *м*.

Верхняя часть мегацикла в этой же зоне представлена толщей ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (глинистых сланцев). Мощность ее от 250 до 400 *м*. Здесь наблюдается исключительно тонкая и средняя ритмичность I и II порядков по С. А. Афанасьеву. Ритмы, как правило, двухкомпонентные, из которых I элемент ритма — песчаник или алевролит, а II элемент ритма — алевролит или глинистый сланец. Однако не везде в верхней части мегацикла наблюдается такая тонкая ритмичность; в других местах наблюдается ритмичность IV порядка, где в основании ритмов залегают песчаники, а верхний элемент ритма представлен алевролитами. В некоторых разрезах, как по р. Талды, например, характер ритмичности несколько изменяется. Здесь чередуются пакеты мелких ритмов I и II порядков с крупными ритмами по 15—25 *м*. В них на долю I элемента ритма, как правило, песчаникового, приходится 10—15 *м*, а алевролитов II элемента ритма — 4—6 *м*. Интересно, что в основании I элемента ритма, часто залегающего на размытой поверхности предыдущего, содержится более грубый материал. В нем иногда отмечаются галькоподобные включения тонкозернистого песчаника до 0,5 *см* в поперечнике. Сочетание крупных ритмов и пакетов мелких ритмов создает впечатление полиритмичности. Нами такое явление наблюдалось на горе Талды и на р. Балабай-Тюре.

Следовательно, породам верхней части первого мегацикла свойственна флишевая ритмичность прогрессивного типа, наличие характерных флишевых гиероглифов, причем особенно часты здесь знаки ряби и слепки со струй течения. В результате изучения знаков ряби установлено, что это — рябь течения (потоковая). В Калбинской подзоне в первом мегацикле была обнаружена фауна плохой сохранности — гониатитов (из нижней части) и пелеципод (из верхней). Как один, так и другой тип фауны морской, что служит еще одним подтверждением образования сланцево-песчаниковой субформации в морских условиях.

Второй мегацикл сменяет первый в нормальной стратиграфической последовательности. Мощность второго мегацикла в общем несколько больше, чем первого. Она достигает 850—950 *м*. Здесь, как и в первом мегацикле, можно выделить нижнюю и верхнюю части, однако они различаются между собой несколько менее четко в связи с общим погрублением материала во втором мегацикле. В основании второго мегацикла часто залегают линзовидные прослои гравелитов и конгломератов мощностью от 0,5 до 3 *м*. Галька размером 1,5—2,0 *см*, редко 10—15 *см* хорошо окатана, овальной несколько сплющенной формы. В основном она представлена песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами, кварцем, эффузивами среднего состава, мелкозернистыми гранитами и плагиогранитами. Цементирующим материалом служит плохо сортированный среднезернистый песчаник. Описанные гравелиты и конгломераты занимают несколько больший объем, чем в первом мегацикле, но и здесь их сравнительно с песчаниками мало. Основная часть нижней половины мегацикла сложена песчаниками разнозернистыми до крупнозернистых, среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками. В песчаниках встречаются отдельные обломки глинистых сланцев. Цвет пород серый, зеленовато-серый и голубовато-серый. Пачки песчаников разделяются маломощными прослоями глинистых сланцев и алевролитов. Мощность нижней половины второго мегацикла в среднем до 500 *м*.

Верхняя половина второго мегацикла отличается от нижней большим содержанием алевролитов и глинистых сланцев, ритмично-переслаивающихся с песчаниками. Наиболее распространены размытые полуритмы, как и во флише, когда грубый песчаник нижнего элемента ритма ложится на алевролит или алевропелит. Однако здесь иногда наблюдаются и полные нередуцированные ритмы, как на горе Далан-Кара, когда максимальная грубость зерен приурочена к центральным частям пачки песчаников и уменьшается к ее кровле и подошве, и ритм заканчивается, и начинается алевролитами. Однако второй половине мегацикла преимущественно свойственна ритмичность флишевого прогрессивного типа. Вторая особенность этой части мегацикла заключается в том, что некоторые прослои алевролитов, особенно в самых верхах, отличаются кремнистостью. Мощность верхней части второго мегацикла 500—700 *м*.

Третий мегацикл, на основании имеющихся данных, выделяется условно. В него объединяется самая верхняя часть даланкаринской свиты мощностью до 600 *м*, где увеличивается роль грубообломочных пород, количество эффузивного материала в составе обломков, по сравнению с верхней половиной второго мегацикла. Третий мегацикл представляет собой серию пачек грубозернистых вулканомиктовых песчаников (мощностью до 150 *м*), чередующихся с такими же по мощности или менее мощными пачками глинистых сланцев.

Петрографический состав сланцево-песчаниковой субформации довольно однообразен. Не останавливаясь подробно на ее литологии, ибо при описании ей уделялось значительное место, отметим основные особенности литологического состава, заключающиеся в постепенном увеличении снизу вверх роли эффузивных пород в составе обломочного материала. Если в первом мегацикле преобладают кварц-полевошпатовые и полимиктовые разности песчаников, в числе обломков пород — глинисто-кремнистые породы и почти нет эффузивов, то во втором мегацикле распространены в основном вулканомиктовые песчаники. Цемент песчаников базального типа, как правило, глинистый, измененный. По нему развивается хлорит и серицит. Среди акцессорных минералов отмечается апатит, циркон, лейкоксен, рудный (гематит). Второй особенностью литологического состава является появление кремнистости в породах, особенно в алевролитах, также к верхам цикла.

Сланцево-песчаниковая субформация в целом характеризуется следующими чертами:

1) трехчленным строением, в котором два нижних мегацикла построены, примерно, по одному плану, а третий существенно отличается;

2) в основании мегациклов залегают преимущественно песчаниковые толщи с зачаточной крупной ритмичностью; верхние половины мегациклов характеризуются ритмичностью, лучше выраженной в первом мегацикле, прогрессивного флишевого типа, причем здесь крупноритмичные пачки чередуются с тонкоритмичными;

3) ритмичность выражается повторяющимся чередованием песчаниковых и преимущественно глинистых пачек;

4) снизу вверх по разрезу формации увеличивается грубозернистость осадков в основании мегациклов и одновременно нарастает вулканомиктовость пород вплоть до появления туффитов (?) в третьем мегацикле. В направлении с востока на запад также увеличивается удельный вес вулканических пород в обломках, что может служить указанием на существование размывавшихся вулканических островов (кордильеры), именно на западе. Это подтверждается тем, что в этом же направлении флишоидная формация сменяется известняково-кремнисто-песчаниковой, в формировании которой роль вулканогенного материала была еще больше.

Таким образом, учитывая сказанное, можно сделать вывод, что сланцево-песчаниковая субформация Восточной Калбы имеет сходство с флишевой, особенно сказавшееся в верхних частях мегациклов, а также и различие, выражающееся в слишком слабом проявлении ритмичности в нижних частях первых двух мегациклов и в третьем мегацикле.

Формирование флишоидной сланцево-песчаниковой субформации в Калбинской подзоне происходило, по-видимому, в морских условиях. О глубинах бассейна судить трудно, так как данных для этого мало. Представляется, что больших глубин быть не должно — редкая фауна пелеципод свидетельствует о неглубоких, прибрежных условиях. Крупный размер захороненного обломочного материала также говорит скорее в пользу мелководности бассейна седиментации. Однако, как показали работы некоторых исследователей, мутьевые потоки могут переносить даже грубые осадки на большие глубины. В связи с этим вопрос о глубине бассейна не может быть решен однозначно. Снос материала в этот бассейн происходил, возможно, с двух сторон, причем области сноса, по-видимому, находились в пределах самой Зайсанской геосинклинальной системы.

К таким же выводам пришли Н. Л. Бубличенко и М. Н. Кожемяко (1963). Сам характер обломочного материала, в котором сохранились угловатые обломки средних и основных эффузивов и просто обломки малоустойчивых минералов, как авгит, свидетельствует о недалеком переносе и быстром захоронении осадков. Это последнее обстоятельство также роднит эту субформацию с флишевой. Ограничение флишоидной субформации крупными разломами позволяет предполагать, что они играли основную роль в ее формировании. В частности, Теректинский разлом мог служить разделом области поднятия и опускания: при этом в погружающемся крыле разлома возникали «горизонты с включениями» как результат подводно-оползневых и обвальных явлений, а поднятое крыло служило источником материала — «кордильерой» (Хаин, 1963; Вассоевич, 1951). Западная область сноса (западная «кордильера»), очевидно, располагалась в пределах Чарского выступа. Западно-Калбинский разлом проявлялся по-иному, возможно, что возле него сформировалось лишь небольшое подводное валообразное поднятие, на котором в пределах соседней зоны росли рифы. Этот невысокий рифовый барьер явился границей раздела фаций и, таким образом, по обе стороны от него возникли разные, но одновозрастные формации, причем в местах сопряжения в них сохраняются элементы сходства, что приводит к видимой постепенности перехода между ними.

Флишоидная туффитовая субформация

Туффитовая субформация флишоидной формации довольно широко распространена в краевых зонах Зайсанской геосинклинальной системы. Она выделена в двух из них: Рудно-Алтайской (в Лениногорско-Зыряновской подзоне) и Жарма-Саурской зонах.

Рудно-Алтайская зона. В Лениногорско-Зыряновской подзоне Рудно-Алтайской зоны туффитовая субформация распространена к югу от г. Зыряновска, вдоль р. Березовки, и далее к югу по обеим сторонам долины р. Нарым и в Нарымском хребте. Здесь она сменяет в разрезе сланцево-песчаниковую субформацию средне-позднедевонского возраста и перекрывается визейской известковисто-сланцевой формацией. По возрасту, таким образом, она относится к турнейскому веку (возможно захватывает самое начало визейского века) и соответствует нижней части балгынской (тургусунской) свиты. Отложения субформации детально изучались Е. Д. Василевской и М. Г. Хисамутдиновым по правому склону долины р. Нарым и в Соловьевской синклинали, по р. Березовке. Здесь в видимом основании субформации залегают грубообломочные породы: конгломераты, туфоконгломераты и туфобрекчии с обломками различной степени окатанности и разнообразного состава — обломками вулканогенных и осадочных пород, полевого шпата и кварца. Горизонты грубозернистых пород мощностью до 3—5 *м* встречаются только в нижней части пачки. Выше они сменяются песчаниками и туфопесчаниками с отдельными прослоями алевролитов с кремнисто-глинистым цементом. Мощность пачки до 100 *м*.

Выше в разрезе чередуются вулканомиктовые песчаники, туффиты, алевролиты, алеврито-глинистые сланцы с отдельными горизонтами туфов. Суммарная мощность субформации здесь около 1500 *м*. Основные ее особенности: 1) присутствие в разрезе осадочных-вулканомиктовых и

туфогенных пород (туфопесчаников, туффитов, изредка туфов); 2) приуроченность горизонтов туфогенных пород к нижней половине разреза; 3) постепенная смена туфогенных пород вулканомиктовыми осадочными в направлении снизу вверх; 4) закономерное изменение гранулометрического состава внутри туффитовых и осадочных пачек от более грубых разностей в подошве к мелкозернистым — к их кровле, независимо от мощностей пачек (измеряемых, как правило, десятками метров), напоминающее грубую флишоидную прогрессивную ритмичность; 5) наличие в верхней части разреза мелко- и среднеритмичных пачек флишевого типа; 6) присутствие кремнистого и известковистого вещества в цементе алевролитов и алеврито-глинистых сланцев.

Южнее, на правом склоне долины р. Нарым, в низах туффитовой субформации появляются, кроме туфов, горизонты лав дацитовых порфиров и кварцевых порфиритов. Одновременно увеличивается в этом направлении количество туфового материала и соответственно уменьшается осадочный компонент разреза. Однако еще южнее, в Нарымском хребте, эффузивные породы из разреза свиты вновь исчезают. Таким образом, состав туффитовой субформации вдоль долины р. Нарым, сравнительно с другими местами, более насыщен вулканическим материалом, что приближает ее к осадочно-вулканогенным формациям западных зон.

Жарма-Саурская зона. Отложения, относимые к туффитовой субформации, распространены во всех подзонах этой зоны. В Западно-Жарминской подзоне и на ее продолжении в Южно-Саурской подзоне к этой субформации относятся турнейские и нижневизейские отложения (кояндинская и коконьская свиты), в Восточно-Жарминской и Северо-Саурской подзонах — только нижневизейские, соответствующие коконьской свите. Однако туффитовая субформация в западной полосе (составленной Западно-Жарминской и Южно-Саурской подзонами) и восточной полосе (Восточно-Жарминская и Северо-Саурская подзоны) отличаются не только по возрасту, но также и по составу и строению. Положение этой субформации в разных подзонах также различное. В западной полосе она несогласно залегает на кремнисто-андезит-диабазовой формации живетско-франского возраста, а в восточной ложится согласно на базальтово-андезитовую формацию. Перекрывается она несогласно залегающей наземной андезит-трахидацитовой формацией намюра — среднего карбона. В северной части Восточно-Жарминской зоны на туффитовой субформации залегает в наложенных прогибах известняково-кремнисто-песчаниковой формации средневизейско-ранненамюрского возраста (см. рис. 4).

В Южно-Саурской подзоне максимальная мощность туффитовой субформации, по данным Г. П. Клеймана, достигает 3000 *м*, однако она уменьшается в юго-западном направлении. Туффитовая субформация имеет здесь трехчленное строение: нижняя толща, начинающаяся базальными гравелитами, представлена флишоидными ритмично-слоистыми породами, в которых крупность зерна и размер ритмов увеличивается в направлении снизу вверх. Средняя толща — туффитовая. Верхняя толща с горизонтом гравелитов в основании сложена пачками переслаивающихся песчаников и алевролитов, разделенными пачками преимущественно кремнисто-алевритового состава. Нижняя и верхняя толщи сходны по типу разреза и общему зеленовато-серому цвету, а различаются по слоистости и удельному весу известковистых и кремнистых пород в объеме толщ. Для нижней толщи характерна флишевая ритмичность

прогрессивного типа, причем в низах развиты ритмы II порядка, а в верхах до V порядка. Интересно отметить, что в верхних же частях толщи появляются полиритмы, где неполные ритмы, сложенные песчаниками (до 12—15 *м*), сочетаются с пакетами двухкомпонентных ритмов II—III порядка (0,3—0,7 *м*), чередующихся алевролитов и алевропелитов. В этой толще встречаются как двух-, так и трехкомпонентные ритмы, причем породы исключительно терригенные разной зернистости. Для нижней толщи не характерны известковистые породы, а в верхней, кроме известковистых песчаников и алевролитов, появляются и настоящие криноидные известняки. Кремнистость по разрезу формации распределена неравномерно. Ритмичность верхней толщи несколько иного типа и набор пород здесь другой. Здесь, как правило, наблюдается чередование только двух компонентов: мелкозернистых песчаников и алевролитов или известковистых песчаников и известняков мощностью от 0,8 до 1,5 *м*. Однако в хр. Восточный Тарбагатай Н. Л. Добрецовым описан разрез верхней толщи весьма похожей на нижнюю. Здесь в разрезе мощностью 800 *м* наблюдается чередование пачек флишоидной ритмичности с горизонтами известковистых песчаников. В некоторых пачках наблюдается четырехкомпонентный флиш прогрессивного типа, где I элемент ритма сложен песчаниками крупнозернистыми, II элемент ритма — алевролитами, III элемент ритма — кремнистыми алевропелитами, IV элемент ритма —известняками. Характерно для разреза изменение гранулометрического состава пород снизу вверх.

В целом флишоидной туффитовой субформации Южно-Саурской подзоны свойственны следующие черты: 1) трехчленное строение; 2) присутствие средней туффитовой толщи; 3) ритмичность флишевого прогрессивного типа, особенно отчетливо проявившаяся в нижней толще; 4) известковистость пород, наиболее интенсивная в верхней толще; 5) кремнистость, незакономерно проявляющаяся по всему разрезу.

На простирании Южно-Саурской подзоны к северо-западу, в Западно-Жарминской подзоне, флишоидная туффитовая субформация широко распространена на всей площади подзоны. По данным Э. К. Шугрина, И. В. Казакевича и др., в основании формации залегает толща (800 *м*) груборитмичного чередования песчаников разной зернистости, алевропесчаников с кремнистыми алевролитами или алевропелитами. В основании ритмов обычно содержатся вулканомиктовые средне- и крупнозернистые песчаники, плохо сортированные, с также плохо окатанными обломками в основном плагиоклазовых и андезитовых порфиритов. Заканчиваются ритмы, как правило, кремнистыми алевролитами. Мощность ритмов до 10—15 *м* (V порядок, по С. А. Афанасьеву). Вторая толща, примерно такой же мощности, также представлена переслаиванием полимиктовых песчаников, средне- и мелкозернистых с кремнистыми алевролитами и алевропелитами. Для нее характерно проявление углистых алевропелитов, содержащих большое количество обугленного детрита. Завершается толща горизонтом мелких линз конгломератов с уплощенной галькой углисто-кремнистых алевролитов. По-видимому, этот горизонт соответствует основанию верхней толщи в Южно-Саурской подзоне. Третья толща (500—600 *м*) представлена чередованием полимиктовых песчаников, туффитов, алевро-песчаников, кремнистых алевролитов. В одних разрезах очень характерны полосчатые кремнистые алевролиты, в других — присутствуют известковистые породы вплоть до отдельных прослоев

известняков до 1 *м* мощности. В направлении к кровле толщи увеличивается количество туффитов и намечается общее погрубение обломочного материла. Таким образом, осуществляется переход к локально развитым вулканогенно-молассовым отложениям островной базальтово-андезитовой формации. В этой подзоне, в отличие от Южно-Саурской, отчетливая флишоидность наблюдается лишь в отдельных пачках, в других — только грубая ритмичность, а в целом увеличивается крупность обломочного материала к верхам разреза субформации.

В Северо-Саурской подзоне состав субформации довольно однообразен. Она сложена терригенными обломочными породами, преимущественно граувакковыми песчаниками разной зернистости. Существенная роль принадлежит алевролитам, зеленоватым несколько кремнистым аргиллитам и черным аргиллитам. В нижней части разреза встречаются линзы криноидных известняков. Как в низах, так и в верхах разреза отмечаются туфоконгломераты, отдельные горизонты среднеобломочных пепловых туфов и туфов дацитовых порфиритов лилового цвета. По всей толще отмечаются зеленовато-серые туффиты. Цвет песчаников, в отличие от зеленоватых тонов туффитов, чаще всего серый и темно-серый. Мощность туффитовой субформации в этой подзоне 1200—1500 *м*.

Особенность туффитовой субформации в Восточно-Жарминской подзоне заключается в том, что по простиранию к югу она переходит в вулканогенно-молассовые отложения островной базальтово-андезитовой формации. В связи с этим в фациальном составе субформации наблюдаются изменения от крупнообломочных, насыщенных вулканическими продуктами, образований привулканической зоны на юге к фации более мелкообломочной отдаленно-кремнистой — на севере. Здесь в горах Акшокы Ю. А. Столяровым описана исключительно осадочная толща мощностью до 2000 *м*.

Таким образом, по западной окраине Зайсанской геосинклинальной системы состав туффитовой субформации в разных подзонах имеет много общего в составе и строении. Везде состав субформации резко выраженный полимиктовый (граувакковый, вулканомиктовый), что свидетельствует о поступлении большого количества эффузивного материала — особенно андезитовых и дацитовых порфиритов из области сноса. Для Северо-Саурской подзоны отмечаются в обломках и более основные эффузивы. Эти последние могли приноситься из области поднятия, соответствующего Западно-Калбинской подзоне, где в это время осадконакопления не происходило. Возможно, что процессам размыва там подвергалась сформированная в девоне кремнисто-карбонатно-диабазовая формация. Вторая особенность состава заключается в том, что по удалении от центров вулканической деятельности количество туфов и туффитов уменьшается, что особенно хорошо можно наблюдать в Восточно-Жарминской подзоне, где вулканическая деятельность в раннем визе проявлялась спорадически только в южной части зоны. Состав туффитовой субформации в северных ее частях в связи с этим заметно изменяется, в сторону уменьшения количества туффитов. Субформация приобретает чисто осадочный облик и приближается к сланцево-песчаниковой субформации. Третья особенность состава — это кремнистость и известковистость. Кремнистость здесь свойственна разрезам всех подзон, причем иногда она проявлена очень сильно (значительно больше, чем на востоке, в Рудно-Алтайской зоне). Наибольшая карбонатность свойственна разрезу Южно-Саурской под-

зоны. В строении субформации наблюдаются черты флишоидной ритмичности, иногда очень отчетливо выраженного флишевого типа (как в нижней толще в Южно-Саурской зоне), иногда менее четкие.

Геохимические особенности пород туффитовой субформации изучались Е. Д. Василевской в Западно-Калбинской подзоне. В результате анализа 51 пробы выяснилось повышенное содержание Fe, Ti, Mn, V, Zr, Sc, Ca, Yb, Cu, Zn во всех породах субформации; Be, Y, Cr, Pb, Ni присутствуют в количествах ниже кларка.

Анализ приведенного материала по туффитовой субформации показывает, что в разных подзонах, а иногда и в пределах самих подзон она имеет некоторые отличия в составе, связанные, в первую очередь, с удаленностью по отношению к центрам вулканической деятельности, с одной стороны, и с интенсивностью вулканических проявлений в них (в особенности в субаэральных условиях) — с другой. При максимумах вулканических извержений количество вулканического материала увеличивалось, пирокласты далеко разносились при субаэральных извержениях в пределы соседних зон. Так можно объяснить появление средней туффитовой толщи в Южно-Саурской зоне, связанное с вулканической активностью позднего турне в соседней Северо-Саурской подзоне. Аналогичным образом объясняется обогащение туфовым материалом нижних частей разреза субформации в Лениногорско-Зыряновской подзоне. Оно несомненно связано с оживленными вулканическими проявлениями в раннем турне в рядом расположенной Алейской подзоне. Более того эта же вулканическая активность сказалась и в накоплении обломков кислых и средних эффузивов в вулканомиктовых песчаниках флишевой формации Южно-Алтайской зоны. Здесь, кроме того, могло отразиться влияние и другого вулканического очага — в Байбердинской подзоне. Для флишоидной туффитовой субформации характерна флишоидная ритмичность, которая связана с особенностями режима во время накопления осадков. Она определялась колебательными движениями на фоне быстрого погружения. Режим осадконакопления, таким образом, был близким (но не тождественным) режиму накопления флиша. Можно полагать, что основными условиями возникновения туффитовой субформации должны быть: 1) определенный тектонический режим, 2) проявление сингенетической вулканической деятельности в этой же или соседней зоне. Образование туффитовой субформации происходило в морской среде, несомненным свидетельством чего являются остатки криноидей и брахиопод.

В настоящее время нельзя считать окончательно решенным вопрос о безусловной правильности отнесения всех рассмотренных здесь образований Зайсанской геосинклинальной системы к флишоидной формации, как и вообще о понятии флишоидная формация. В данном разделе сделана попытка определить понятие флишоидной формации в приложении к Зайсанской геосинклинальной системе на основе имеющегося фактического материала.

ИЗВЕСТКОВИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Известковисто-сланцевая формация широко распространена в Рудно-Алтайской зоне и менее — в Южно-Алтайской.

Южно-Алтайская зона. Известковисто-сланцевая формация в этой зоне расположена по ее краям вдоль западной границы, в Белоубинско-Маймырской подзоне и на ограниченном участке вдоль восточного края —

в Байбердинской подзоне. В названных подзонах формация разновозрастна и представлена разными фациальными комплексами. В разрезах подзон ей предшествуют и ее сменяют также разновозрастные формации разного типа.

В Байбердинской подзоне известковисто-сланцевая формация частично замещает островную андезит-дацитовую формацию, а вверх по разрезу сменяет ее. По литологическому составу и условиям образования рассматриваемый комплекс, возможно, следовало бы выделить в самостоятельную субформацию. Возраст известковисто-сланцевой формации, прекрасно обоснованный фауной, — позднетурнейский. Здесь она представлена двумя фациями; в основном серых, реже темно-серых слоистых известняков, с большим количеством брахиопод и мшанок, и тонкослоистых известковисто-глинистых пород: известковистых сланцев, темно-серых глинистых и кремнисто-глинистых алевролитовых сланцев с прослоями серых известняков, реже тонкозернистых песчаников. Известковистость пород нарастает снизу вверх, а затем вновь падает: если нижние горизонты толщи, залегающие на вулканогенной формации, в основном представлены тонкослоистыми алевролитами и песчаниками, причем отдельным слоям алевролитов свойственна своеобразная серо-фиолетовая и зеленоватая окраска, то в средних горизонтах преобладают известковистые сланцы, а в самых верхних вновь появляются кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники и зеленовато-серые алевролиты.

Мощность известняковой фации по ручью Собачьему 200 *м*, а в долине р. Черемошки — 300 *м*. В этой фации известняки чаще всего слоистые серые или темно-серые с криноидеями, мшанками и обильными брахиоподами. Они чередуются с массивными зернистыми известняками по 20—50 *м* мощности. Известняки несколько окремнены.

Верхняя часть разреза формации имеет тонкообломочный терригенный состав. Она представлена мелкозернистыми, реже среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, выше по разрезу сменяющимися плотными, по-видимому, несколько окремненными алевролитами зеленовато-серого цвета. Мощность их не более первых сотен метров. Мощность известковисто-сланцевой формации в этой подзоне не менее 1000 *м*.

В Белоубинско-Маймырской подзоне эта формация в разрезе постепенно сменяет флишевую турнейского возраста, а сама сменяется верхневизейско-намюрской андезит-базальтовой формацией (см. рис. 39). Возраст известковисто-сланцевой формации в этой подзоне ранневизейский. К ней здесь относится балгынская свита. В этой подзоне известковисто-сланцевая формация имеет иной облик: нет совсем известняков, однако все породы, ее слагающие, в той или иной мере известковисты. Строение формации характеризуется чередованием мощных пачек однородного состава известковистых песчаников и алевролито-глинистых сланцев. Мощность известковисто-сланцевой формации более 1500 *м*. По направлению к югу, к району пос. Яры, в толще появляются в значительном количестве черные, со следами углистости, сланцы. В связи с изменением фациального облика и состав органических остатков более бедный: фауна встречается редко, особенно мало брахиопод, несколько больше мшанок и криноидей.

Изменения фациального состава формации в пределах Южно-Алтайской зоны вполне закономерны, так как в Белоубинско-Маймырской подзоне она завершает накопление максимального по суммарной мощности

прогиба, а в Байбердинской подзоне отложения этой формации накапливались в наложенном прогибе.

Рудно-Алтайская зона. В Рудно-Алтайской зоне наблюдается еще большее разнообразие фаций внутри известковисто-сланцевой формации. Здесь эта формация присутствует во всех подзонах, причем возраст, мощность и состав соответствующих ей отложений различны. Даже в пределах одной подзоны наблюдаются иногда существенные изменения в разрезе. В первую очередь это касается самой восточной подзоны — Лениногорско-Зыряновской. Известковисто-сланцевая формация по простиранию подзоны условно может быть разделена на три части: южную, центральную и северную. В южной части подзоны до широты г. Зыряновска этой формации соответствуют верхняя часть тургусунской свиты (низы визе) и осадочные фации джалтырской свиты (верх визе, возможно, низы намюра). Здесь известковисто-сланцевая толща постепенно сменяет флишоидную туффитовую субформацию. Нижняя, ранневизейская, часть формации представлена в основном темно-серыми, иногда черными глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, часто известковистыми. По облику эта толща сходна с известковисто-сланцевой формацией соседней Белоубинско-Маймырской подзоны Южно-Алтайской зоны. Обе толщи содержат тот же комплекс мшанок и брахиопод, лишь более богато представленный в Лениногорско-Зыряновской подзоне. Обе имеют один и тот же возраст и, более того, в отдельных местах, как по южному окончанию Рассомажного хребта, где отсутствует приразломная андезит-базальтовая формация, выходы их смыкаются, и они образуют единое поле.

Верхняя часть известковисто-сланцевой формации поздневизейско-ранненамюрского возраста соответствует осадочной части джалтырской свиты, вулканогенная часть которой принадлежит приразломной андезит-базальтовой формации. Таким образом, здесь в пределах одной подзоны происходит тесное сочетание двух формаций: осадочной и вулканогенной. Пространственно вторая из них приурочена к ограничивающим подзону разломам, а первая располагается на некотором удалении от них. Однако в моменты наиболее интенсивной вулканической деятельности отдельные покровы лав проникали довольно далеко в глубь зоны, поэтому иногда нижняя часть известковисто-сланцевой формации отделяется от верхней пачкой вулканогенных пород. Наиболее полно разрез верхней части известковисто-сланцевой толщи изучался многими исследователями на правом склоне долины р. Нарым и в Нарымском хребте. Здесь ее мощность достигает 2000 *м*. На юге, в пределах Нарымского хребта, известковисто-сланцевая формация представлена двумя фациями: черносланцевой и известняковой. В разрезе наблюдается их чередование. Севернее р. Нарым толща не делится так четко на литологически однообразные пачки.

Основная масса пород формации представлена темно-серыми или черными глинистыми или глинисто-кремнистыми, иногда известковистыми сланцами. Известняки в отдельных местах образуют пачки значительной мощности (300—350 *м*), однако по простиранию они не выдерживаются, расслаиваются, частично или полностью замещаясь глинистыми сланцами. Эта часть разреза больше насыщена фауной, чем нижняя.

К северу от г. Зыряновска, в центральной части зоны, к известковисто-сланцевой формации отнесена вся толща, начинающаяся сразу же выше

флишоидной сланцево-песчаниковой субформации и заканчивающаяся вулканогенной приразломной андезито-базальтовой формацией (см. рис. 3). Здесь ей соответствует туругусунская и зубовская свиты. Нижняя, преимущественно алевролитовая часть туругусунской свиты, отнесена к этой формации до известной степени условно, так как, судя по наличию в ней известковистых песчаников, она ближе стоит к ней, чем к расположенной южнее туффитовой флишоидной, которую она замещает. В связи с этим нижний предел возраста формации опускается за счет присоединения низов турне, зато верхневизейские отложения, здесь нацело замещенные вулканогенными фациями, относятся к андезито-базальтовой формации. Верхний предел возраста известковисто-сланцевой формации не поднимается выше раннего визе и, таким образом, ее возраст соответствует турне — раннему визе. На горе Мягкая Толстуха и по р. Туругусун известковисто-сланцевая формация представлена довольно однообразным комплексом известковистых аргиллитов с редкими горизонтами криноидных известняков, чередующихся с песчаниками и черными аргиллитами. Песчаники в разрезе имеют существенное значение. Органические остатки в виде обрывков мшанок, члеников лилий, редких раковин брахиопод встречаются довольно часто. Мощность формации в этой части зоны значительная, не менее 1800 *м*.

В северной части зоны известковисто-сланцевая формация также залегает на девонской флишоидной сланцево-песчаниковой формации и соответствует тарханской, бухтарминской и ульбинской свитам, т. е. как и в средней части зоны она формировалась в течение всего турнейского века и первой половины визейского. Известковисто-сланцевая формация здесь представлена мощным комплексом известковистых мелкообломочных пород максимальной мощностью свыше 3000 *м* в районе с. Быструхи, по направлению к юго-востоку, к р. Ульбе, несколько уменьшающейся. По р. Ульбе в разрезе формации можно выделить три части: раннетурнейскую, позднетурнейскую и ранневизейскую. Нижняя часть разреза изучалась Е. Д. Василевской по правому берегу р. Ульбы, в промежутке между пос. Бутачиха и Черемшанка. Здесь очень характерны тонкослоистые известково-глинистые, углисто-глинистые породы и алевролиты. Песчаники в разрезе встречаются крайне редко. Наиболее обычно тонкое чередование пород в разрезе, однако границы слоев, как правило, нечеткие. Особенностью разреза является присутствие линзовидных обособлений карбонатного вещества. Для состава карбонатных пород этой части разреза характерна некоторая доломитизация и большое количество нерастворимых примесей в виде пелитовых частиц или зерен алевролитовых размеров. Содержание доломита в этих линзах изменяется от 10 до 40%. Цвет пород темно-серый, чем эта толща и отличается от подстилающей девонской, которой свойственна более пестрая окраска. Мощность предположительно раннетурнейской части формации от 1500—1600 *м* в районе с. Быструхи до 1200 *м* по р. Ульбе. Средняя, позднетурнейская, часть формации мощностью 1100—1600 *м*, в общем очень сходная с нижней, отличается более глинистым составом. Здесь преобладают аргиллиты, известковистые аргиллиты и чаще встречаются известняковые прослои. Такой тонкой слоистости, как внизу, здесь нет. В породах этой части разреза много остатков брахиопод и мшанок. Верхняя часть формации сложена аргиллитами с тонкими прослоями известняков вверху (360 *м*) и серыми алевролитами (340 *м*), венчающими разрез горы Баранчихи.

Эта часть формации, соответствующая раннему визе, также содержит остатки фауны — мшанки.

В Алейской подзоне известковисто-сланцевая формация также различна. Здесь она развита по периферии Алейского антиклинория в прогибах: в Быструшинской синклинали (западное крыло у пос. Тарханское —

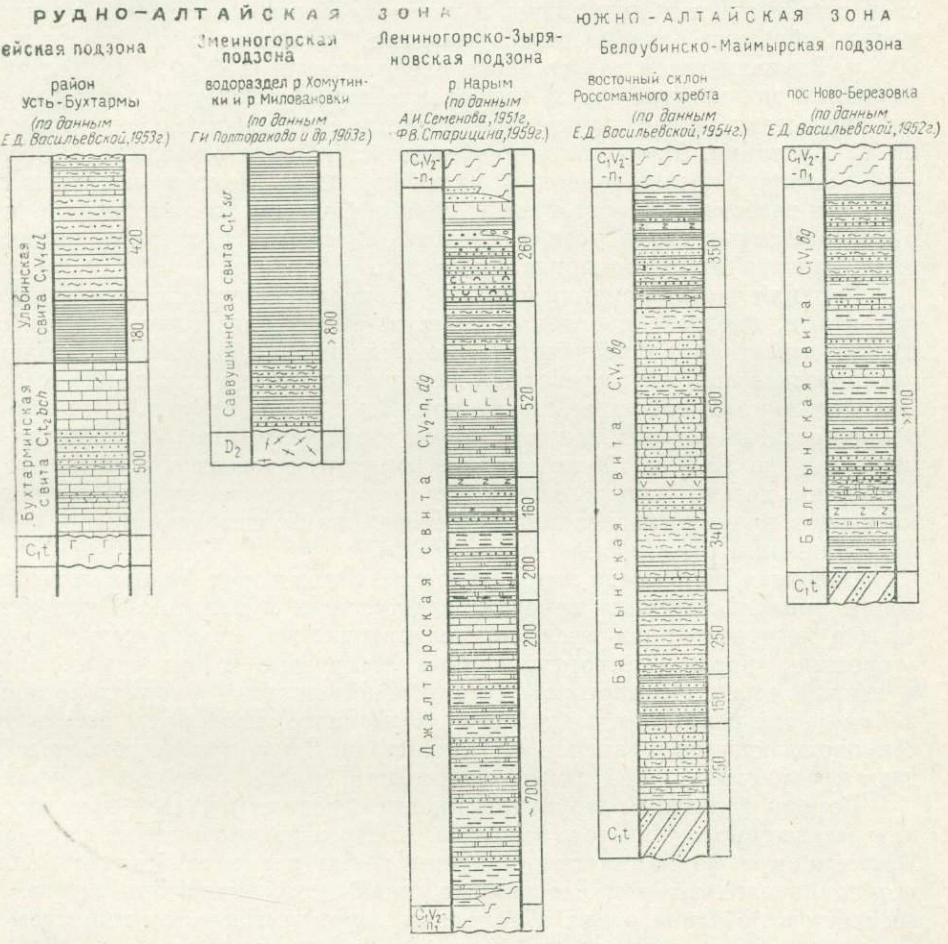


Рис. 31. Разрезы известковисто-сланцевой формации Юго-Западного Алтая. Условные обозначения см. рис. 3

рис. 31), в Ульбинской синклинали у пос. Винное, в синклинальных структурах севернее Усть-Бухтармы. Только в первой из названных структур известково-сланцевая формация начинается с нижнего турне (тарханской свиты), в остальных местах — с верхнего турне и охватывает бухтарминскую и ульбинскую свиты. Нижняя часть формации в районе с. Тарахинского (мощностью около 800 *м*) имеет много общего с низами формации в соседней подзоне. В основании залегают зеленовато-серые аргиллиты (90 *м*), сменяющиеся такими же по окраске алевролитами (130 *м*), а затем крупнозернистыми алевролитами, алевропесчаниками

(100 *м*). В этой пачке много остатков брахиопод и мшанок. Выше окраска пород изменяется на серую и темно-серую, породы становятся известковистыми и более тонкослоистыми. Здесь переслаиваются алевролиты с мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами. Мощность прослоев до 0,5—1 *м*, чаще измеряемая сантиметрами. В переслаивании видны слои известковистых аргиллитов и пелитоморфных известняков с включениями обломков алевритовых размеров. Мощность этой пачки около 300 *м*. Заканчивается разрез вновь алевролитами (150 *м*). Средняя часть формации мощностью 600 *м* наиболее насыщена известняками; нередко она представлена исключительно известняками, как на юге подзоны, по р. Бухтарме. Известняки или неслоистые, или отчетливо слоистые, особенно при переходе к верхней части формации. Некоторые авторы считают эти известняки рифогенными, однако характер их залегания в четко прослеживаемых структурах и местами отчетливая слоистость не позволяют считать их настоящими рифовыми.

Верхняя часть формации сложена алевролитами и алевритовыми аргиллитами, иногда с прослоями известковистых алевролитов, реже глинистых известняков и песчаников. В этой ранневизейской части формации органические остатки встречаются нередко, однако по сравнению со средней частью комплекс их резко обеднен. Здесь присутствуют, как правило, только остатки мшанок. Мощность этой части разреза от 300 *м* (когда она неполная) до 1200 *м*. Самые верхние горизонты известковисто-сланцевой формации, весьма условно относимые к верхнему визе, представлены глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками, находящимися в частом переслаивании, мощностью около 800 *м*.

Основная роль среди литологических типов пород формации принадлежит тонкообломочным породам: алевролитам и пелитам. Реже встречаются песчаники, как правило, мелкозернистые, крайне редко среднезернистые, хорошо отсортированные кварцевые и аркозовые. Лишь в южной части Лениногорско-Зыряновской подзоны в верхах формации наблюдается некоторое погрубение обломочного материала песчаников, сопровождающееся и изменением их состава. Здесь в обломках преобладают кремнистые породы, реже алевролиты, кварц, основные эффузивы.

Породы пелитовой структуры иногда содержат примеси кремнистого или распыленного углистого вещества. Алевролиты часто пиритизированы. Известняки в формации представлены двумя разновидностями: пелитоморфными слоистыми и массивными, чаще всего мелкозернистыми. Известняки в прослоях среди обломочных пород всегда в том или ином количестве содержат глинистую или обломочную примесь.

В алевролитах и аргиллитах известковисто-сланцевой формации спектральным анализом обнаружено содержание Ti, Mn, Ba, Ga, Y, Yb, Sr в концентрациях, превышающих кларковые; Ni, V, Cr, Cu содержатся в породах в кларковых количествах.

В целом для известковисто-сланцевой формации Зайсанской геосинклинальной системы характерны следующие черты:

1) тонкозернистый и пелитовый состав, известковистость, вплоть до появления пачек известняков большой мощности в средней части формации, особенно в Алейской подзоне, где ее, возможно, следовало бы выделить в самостоятельную субформацию;

2) хорошая отсортированность и олигомиктовый состав зернистых пород;

3) в отдельных зонах локальная доломитизация карбонатных пород и пиритизация алевролитов;

4) в целом слабый метаморфизм пород (в Алейской подзоне породы не метаморфизованны);

5) наличие двух типов текстур: параллельно-слоистой (иногда тонкополосчатой), часто с нечеткими, расплывчатыми границами слоев, и массивной. Последняя чаще всего проявляется в несколько углистых аргиллитах и известняках;

6) значительная мощность — от 1100 *м* на юге Алейской подзоны до 3500 *м* в Лениногорско-Зыряновской подзоне;

7) разнообразие фациального состава как внутри подзон, так и в разных подзонах;

8) различие возрастной принадлежности формации и ее положения в этапе развития разных подзон и внутри подзон.

Таким образом, известковисто-сланцевая формация в восточной части Зайсанской геосинклинальной системы развита как в прогибах, где ранее накопились флишевые или флишоидные толщи, так и зонах тектонически менее активных, как Рудно-Алтайская. Здесь образование формации происходило в менее глубоких прогибах по периферии геосинклинального поднятия или срединного массива (Алейского антиклинория). Третий тип формирования этой толщи — в прогибах на ранее сформировавшихся поднятиях (как в Байбердинской и Змеиногорской подзонах). В последнем случае она лежит резко трансгрессивно на подстилающих породах. Возникновение известковисто-сланцевой формации обусловлено расширением трансгрессии, которая в моменты своего максимума (поздний турне) могла достигать зон поднятий и ингрессировать в них. Именно с этим явлением связано появление верхнетурнейских известняков в краевой области Горного Алтая. Условия трансгрессии привели к смыканию отдельных прогибов, вследствие чего в соседних зонах возникали весьма похожие осадки. Несмотря на общие условия трансгрессии, три определенных выше типа разреза формации различаются, в первую очередь, фациальным составом осадков. К первому главному типу относятся более монотонные слоистые осадки, по-видимому, не мелководные. Второй тип наиболее разнообразен. Здесь в условиях сравнительно мелкого открытого моря с нормальной соленостью формируются органогенные известняки с богатой донной фауной; в более глубоких местах накапливаются известняково-глинистые осадки. В отдельных случаях, однако, эти осадки не содержат фауны (как в разрезе раннего турне у с. Черемшанки). Здесь породы пиритизированы, местами доломитизированы, что может служить указанием на некоторую осолоненность участков бассейна, которая угнетающе действовала на развитие фауны. В начале визейского века начинают сокращаться площади формирования известковистых осадков. На явление регрессии указывает некоторое погрубение осадков к верхам формации. Эта регрессия связана с начавшейся общей инверсией движений.

ИЗВЕСТНЯКОВО-КРЕМНИСТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация связана постепенными переходами с известняково-кремнисто-базальтовой формацией. С другой стороны, генетически она близка к флишоидной формации, а именно к сланцево-песчаниковой субформации

Восточной Калбы, как это было показано выше. В Зайсанской геосинклинальной системе эти три формации одновозрастны и расположены в близлежащих зонах, причем известняково-кремнисто-базальтовая формация распространена в центре (в Чарской подзоне Западно-Калбинской зоны), а известняково-кремнисто-песчаниковая формация по удалении от нее: в Баладжальской подзоне той же зоны и частично на территории Восточно-Жарминской подзоны Жарма-Саурской зоны. По относительному положению этой формации к центрам вулканической деятельности она может быть названа отдаленно кремнистой. Еще дальше к востоку — в Восточно-Калбинской зоне распространена флишоидная сланцево-песчаниковая субформация. Характерной особенностью известняково-кремнисто-песчаниковой формации является значительное разнообразие фациального состава. Ей свойственны и рифовые известняки, приуроченные к отдельным участкам зон, и горизонты кремнистых сланцев большой протяженности, и песчаники разного гранулометрического состава, и туфы эффузивов средней основности.

Западно-Калбинская зона. В Баладжальской подзоне известняково-кремнисто-песчаниковая формация занимает почти всю площадь зоны, ограниченной краевыми разломами: с северо-востока — Западно-Калбинским, а с юго-запада — Баладжальским. Здесь соответствующие ей отложения разными авторами в различных частях подзоны объединялись в разные свиты: аркаульскую — на юге, аркалыкскую и кокпектинскую — на севере и востоке, что является прямым следствием разнообразия фаций, так как свиты выделялись по преобладанию тех или иных пород на определенных участках зоны. В пределах зоны нигде не выходят на поверхность подстилающие ее отложения. В видимых низах формации на юго-восточных склонах гор Аркаул, по данным А. Х. Кагарманова (1963), залегает пачка полимиктовых песчаников с обломками алевролитов и прослоями гравелитов (100 *м*), выше сменяющаяся кремнистыми алевролитами (180 *м*), песчаниками (70 *м*) и чередующимися песчаниками, кремнистыми алевролитами, глинистыми сланцами с горизонтами андезитовых порфиритов и агломератовых туфов. Мощность отложений по разрезу около 680 *м*. Такой же характер толщи сохраняется и в районе горы Джуван-Кара, где в ее видимом основании отмечаются линзы и прослои мелкогалечных конгломератов, а выше залегают полимиктовые среднезернистые песчаники темно-серого и зеленовато-серого цвета с отдельными горизонтами туффитов и черные кремнистые алевролиты (Григайтис, Кагарманов, 1960).

Северо-западнее, в бассейне рек Бокумбай, Актасты, Байбура, в разрезе формации появляются рифовые известняки. В плане выходы их имеют близкую к изометрической форму, лишь по краям они заходят отдельными «мысиками» во вмещающие обломочные терригенные отложения. При этом обычно песчаниковая толща возле известняков содержит их обломки довольно крупного размера (р. Актасты). В других местах наблюдаются конгломераты с известняковой галькой, лежащие непосредственно на известняках. Обычным является присутствие полимиктовых грубозернистых пород, вплоть до гравелитов, очень пестрого состава, в том числе с гальками известняков в контакте с рифовыми известняками. В бассейне р. Байбуры наблюдался переход известняков к подстилающим породам. Ниже известняков залегают кремнистые сланцы (1 *м*), под ними лежат очень тонкозернистые светлые голубовато-серые песчаники, сменяющиеся

среднезернистыми, а затем неравномернозернистыми с обломками черных кремней. Эта толща имеет мощность до 100 *м*. Такие же переходы можно видеть в самых верхних частях рифовых известняков, где появляются прослои, обогащенные кремнистым веществом. В бассейне р. Актасты, например, в известняках лежит пачка черных кремнисто-глинистых сланцев с прослоями и линзами известняков, содержащая в основании галечки известняков. Иногда известняки содержат прослой глинисто-известковистых сланцев с включениями округлой формы зерен известняка.

Межрифовые фации хорошо прослеживаются в бассейне р. Аганакты и окрестностях зим. Мухаммеджан. Здесь в 1964 г. разрезы детально изучались А. Х. Катармановым, И. Д. Ротарашем. В видимом основании залегает толща (не менее 150—250 *м*) грубозернистых вулканомиктовых песчаников и гравелитов характерного темно-зеленого цвета на выветрелой поверхности с редкими прослоями алевролитов. В составе обломков преимущественно эффузивы основного и среднего состава, реже осадочные породы. Выше в разрезе залегает толща (200 *м*) слоистых пород темно-серого цвета: пелитоморфных черых известняков, иногда с обломками члеников криноидей, серых и черных кремнистых сланцев, полосчатых аргиллитов и алевролитов, прослоев песчаников. Количество кремнистых сланцев в разрезе толщи по простиранию изменяется, например по руч. Опан они достигают мощности 100 *м*. Однако общий порядок наслоения сохраняется везде. Этой толще свойственна четкая параллельная слоистость пород, наряду с которой встречаются отдельные небольшие прослои тонкокосослоистых алевролитов. Для слоев песчаников характерны резкие контакты как верхние, так и нижние, причем в последних иногда видны «карманы», заходящие на несколько сантиметров в подстилающие слои аргиллитов. Над тонкослоистой пачкой залегают массивные туфопесчаники (300 *м*) голубовато-серого цвета. В нижней части они мелкозернистые с отдельными редкими прослоями неравномернозернистых, а в верхней — среднезернистые. Внизу в песчаниках встречаются горизонты светло-серых известняков. В районе пасеки зим. Мухаммеджан их мощность не превышает 5 *м*. Заканчивается разрез формации также песчаниками среднезернистыми и неравномернозернистыми значительной мощности. Общая мощность известняково-кремнисто-песчаниковой формации не менее 1200—1500 *м*.

В других разрезах, как к юго-востоку (зим. Сардынгол), так и к северо-западу (урочище Макыш) известняков в разрезе больше и там отчетливо видны их фациальные замещения. В некоторых разрезах по р. Кызылсу, у пос. Белогорское, большое значение в разрезе приобретают кремнистые сланцы бордово-красного и зеленовато-серого цвета, пачки которых с редкими линзами известняков достигают первых сотен метров мощности. В северной части Баладжальской подзоны состав формации более монотонный — песчаниковый; она представлена здесь чередованием пачек песчаников чаще всего среднезернистых, иногда мелкозернистых, как правило, с многочисленными включениями окатанной гальки окремненных алевролитов, с алевролитами и аргиллитами. Мощности пачек песчаников в нижней части измеряются десятками метров, а выше — первыми сотнями. Алевролитов в разрезе значительно меньше (соотношение 1 : 5, 1 : 10). Мощность известняково-кремнисто-песчаниковой формации различная: от 1000 *м* на юге до 3000 *м* на севере Баладжальской подзоны.

Отличительной особенностью формации в Баладжальской подзоне является ее резкая фациальная изменчивость и присутствие фации рифовых известняков. Последние, по-видимому, формировались на наиболее поднятых участках дна в спокойной обстановке моря нормальной солености. В распределении рифовых построек наблюдается закономерная приуроченность к краевым разломам подзоны, особенно Баладжальскому. Рифовые известняки отличаются чистотой и совершенно не содержат доломита. Анализ определения карбонатности методом Берга и нерастворимого остатка, выполненный Н. И. Киселевой в литологической лаборатории ВСЕГЕИ, показал, что они содержат от 99,4 до 98,5% кальцита и только 0,5—1,5% нерастворимого остатка. При термическом анализе проб известняков также обнаружилось, что они или полностью состоят из кальцита или содержат незначительные примеси доломита или графита.

Межрифовые фации в основном сложены обломочно-терригенными породами полимиктового состава. В них ведущую роль играют вулканомиктовые разности. Угловатая форма обломков, обилие в них эффузивного материала и следы туфогенности в цементе, замаскированные последующими изменениями, заставляют часть этих пород признавать туффитами. Наличие туффитов в этой толще вполне закономерно, так как в соседней Чарской подзоне в это же время наблюдалось проявление вулканической деятельности. С этой же деятельностью связано и появление кремнистых сланцев в этой формации. Кремнистые сланцы светло-серого, темно-серого (преобладают), зеленоватого и фиолетово-красного цвета, обладают криптозернистой структурой. Иногда они полосчаты за счет чередования окраски, вызванного неравномерным распределением в породе тонкораспыленного рудного вещества.

Жарма-Саурская зона. В наложенных прогибах Восточно-Жарминской подзоны характерной особенностью известняково-кремнисто-песчаниковой формации является отсутствие рифовых известняков и несогласное трансгрессивное залегание на подстилающих отложениях как нижнекаменноугольных, так и девонских. На юге, вблизи погружения палеозойских толщ под неогеновые отложения Зайсанской впадины, по долине р. Эспе, по данным К. Т. Куликовского, эта формация повсюду трансгрессивно залегает на островной базальтово-андезитовой формации, имея в основании горизонт мелкогалечных конгломератов или конгломерато-брекчий с известковистым цементом и обломками альбитофиров, известняков, реже порфиритов. Нижняя часть формации сложена переслаивающимися оолитовыми битуминозными известняками, глинистыми известняками, известковистыми песчаниками, известковистыми алевропелитами, полимиктовыми равномернозернистыми песчаниками, алевропелитами. Мощности прослоев 0,1—0,3 *м*.

Выше по разрезу мощности прослоев увеличиваются, например песчаников до 10 *м*, которые переслаиваются с серыми и темно-серыми алевролитами с линзами органогенных известняков с фауной одиночных кораллов и брахиопод и отдельными слоями мелкогалечных известковистых конгломератов. Верхняя часть толщи сложена зелеными глинистыми алевролитами. Мощность формации в этой части подзоны в среднем 1200 *м*, несколько менее на юге, но возрастает к северо-западу.

В центральной части подзоны, в Жартасском прогибе, известняково-кремнисто-песчаниковая формация залегает на разных горизонтах, как на островной турнейско-ранневизейской базальтово-андезитовой форма-

ции, так и на живетско-франской кремнисто-андезит-диабазовой формации. Здесь в составе формации нет известняков, а кремнистые породы распространены только на юге прогиба: за этот счет увеличивается удельный вес песчаников, причем появляются горизонты конгломератов. Мощность формации 2300—2800 *м*.

Спектральным анализом в породах формации из южной части Жартасской структуры установлено повышенное содержание элементов-примесей: Fe, Mn, Zn, Sc, Yb, Y, Ga, а меньше кларка — Cr, Mo, V, Ti, Ni, Sr, Be.

Отличительной чертой формации в обеих подзонах является преобладание обломочных пород над известняковыми и кремнистыми, что свидетельствует о том, что при формировании осадков обилие приносимого терригенного материала подавляло хемогенную седиментацию. В Баладжальской подзоне и наложенных прогибах Восточно-Жарминской подзоны условия осадкообразования были несколько отличными: если для первой из них местами характерно рифообразование, то в последней рифов нет, здесь отложение осадков происходило в условиях мелкого моря нормальной солености, куда сносился обломочный, в том числе вулканомиктовый, материал с ближайшей суши, вместе с которым попадали и обрывки растений. Источником вулканического материала служила, по-видимому, Чарская подзона, являвшаяся в это время центром вулканических излияний.

В распределении обломочных пород по гранулометрическому составу в разрезах в обеих зонах существует единая закономерность, заключающаяся в приуроченности наиболее грубозернистых разностей песчаников, гравелитов и конгломератов к основанию формации и к ее верхам. Появление конгломератов в низах формации вызвано трансгрессивным характером ее залегания, а наблюдающееся увеличение крупности зерна к концу ее формирования служит указанием на изменение тектонического режима в сторону усиления восходящих движений. Здесь, таким образом, наблюдается переход к следующему раннеорогенному этапу развития геосинклинали.

ОСТРОВНАЯ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К островной андезит-дацитовой формации отнесены вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования фаменского и самих низов турнейского возраста, развитие в пределах Алейской структурно-формационной подзоны Рудного Алтая (пихтовская свита и вулканогенный аналог тарханской свиты), а также вулканогенные породы турнейского возраста Холзунско-Сарымсактинской подзоны Южно-Алтайской зоны. Породы рассматриваемой формации местами согласно, местами с размывом, фиксируемым обычно наличием в основании разреза конгломератов, перекрывают отложения кварц-кератофировой формации. Вулканогенные накопления фаменского и турнейского времени развиты на значительно меньшей площади, чем образования предшествующей ей кварц-кератофировой формации. Рассматриваемая формация характеризуется пестрым составом слагающих ее пород. Преобладающими являются вулканогенные породы андезитового и андезит-дацитового состава, в меньшем объеме присутствуют породы липаритового и базальтового состава. Широким распространением пользуются разнообломочные вулканомиктовые

породы пестрого состава. Осадочные породы, присутствующие в составе формации, представлены песчаниками, алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами и известняками.

В формировании островного андезит-дацитового комплекса можно выделить три периода: ранний, средний и поздний, которым соответствуют три отличающиеся по составу серии пород: нижняя, средняя и верхняя. Состав вулканических пород в разрезе формации в целом постепенно сменяется от преимущественно андезитового и базальтового раннего периода до дацитового и липаритового в среднем периоде и андезит-дацитового и дацитового в позднем периоде (рис. 32). В раннем периоде преобладал тип подводных излияний в основном в прибрежноморском бассейне, о чем можно судить по наличию многочисленных прослоев осадочных пород, содержащих морскую фауну. Позднее, в среднем и позднем периодах, преобладали наземные извержения, видимо, происходившие на островных сооружениях, возвышающихся над уровнем моря. На наземный характер вулканизма указывает лиловая окраска пород и наличие прослоев игнимбритов. В целом же для формации свойственно преобладание пирокластических разностей над эффузивными. Широкое развитие получили субвулканические интрузии. Вулканизм раннего периода сопровождался внедрением субвулканических интрузий андезитовых и диабазовых порфиритов. По форме это штоки, силлы и дайки, незначительные по мощности, но значительные по протяженности. В связи с вулканизмом среднего периода находятся субвулканические интрузии преимущественно кислого состава: кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые плагиопорфиры и гранофиры (Белькова, 1959). Наиболее крупные по размеру интрузии были отмечены юго-западнее горы Б. Кремнюхи, в районе Заводинского рудного поля и восточнее пос. Васильевки. По форме это штоки, межпластовые лакколитоподобные тела, реже дайки. Небольшие интрузивные тела пироксеновых порфиритов отмечались в связи с порфиритовой толщей позднего периода в районе пос. Кондратьево; по составу они также соответствуют вмещающим их эффузивным породам.

В составе вулканических пород нижней серии преобладают породы андезитового и андезит-базальтового состава, в меньшем количестве присутствуют породы базальтового состава и в подчиненном — кислые вулканогенные породы. Широко распространены туфы смешанного состава, туффиты, а также туфоконгломераты и вулканомиктовые песчаники, являющиеся продуктами разрушения вулканических построек этого периода. Вулканогенные породы имеют пеструю лиловую, зеленую, серо-зеленую, буро-зеленую окраску. Мощность нижней серии колеблется от 500 до 2000 *м*, причем наблюдается ее увеличение в направлении с севера и северо-востока к югу и юго-западу. Условия проявления вулканизма в пределах Алейской подзоны не были одинаковыми. В участках, непосредственно прилегающих к Иртышскому разлому, где имели место главным образом трещинные излияния, накапливались преимущественно породы эффузивной фации, отвечающие по составу базальтовым порфиритам, диабазовым порфиритам, андезитовым и андезит-базальтовым порфиритам. К востоку и северо-востоку от зоны Иртышского разлома разрез отложений характеризуется большей пестротой и преобладанием пород пирокластической фации. Отмечается частое переслаивание в разрезе туфов порфиритов, туфов смешанного состава, туфобрекчий, туфоконгломератов, туффи-

тов с покровами порфиритов андезитового состава. В отдельных участках имели место проявления кислого вулканизма, продукты которого представлены покровами кварцевых альбитофиров и их туфов. В большем

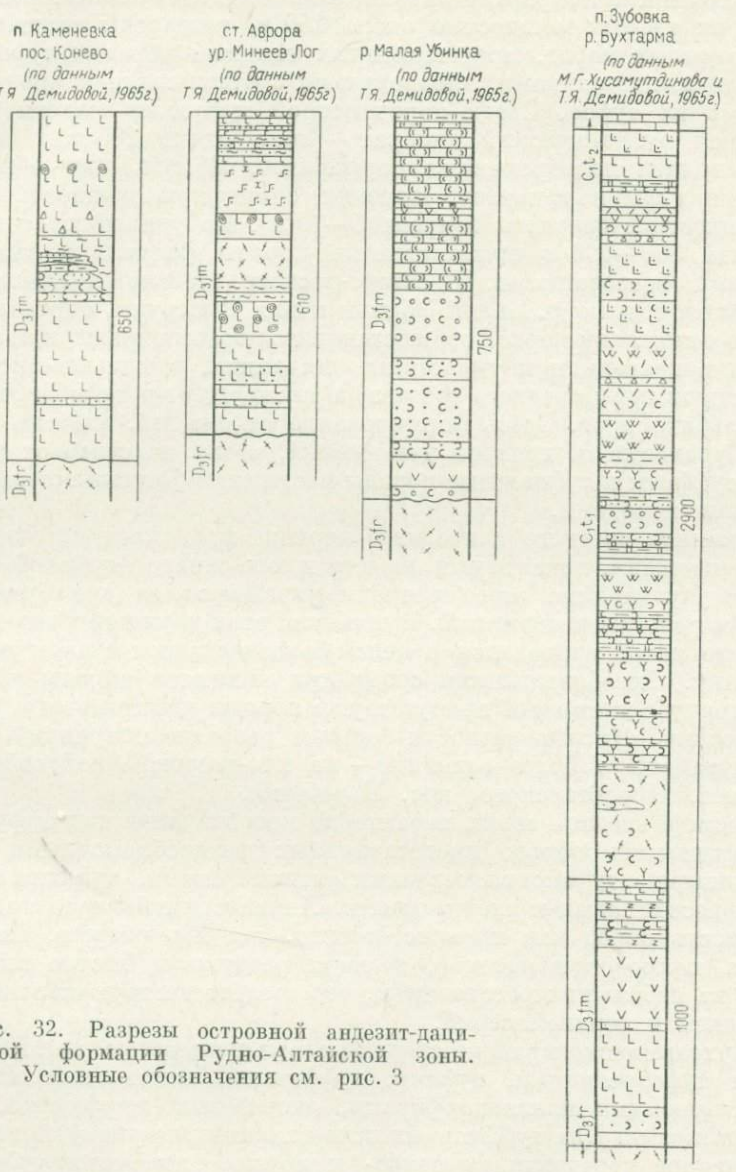


Рис. 32. Разрезы островной андезит-дацитовой формации Рудно-Алтайской зоны. Условные обозначения см. рис. 3

количестве присутствуют в разрезе прослои осадочных пород, представленных песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками. Сохранившиеся в этом районе реликты вулканических построек позволяют говорить о центральном типе извержений (гора Сабанина, по данным Е. Б. Яковлевой) в междуречье Солоновки и Пашенной, к северу от пос. Бородино.

В южной части Алейской подзоны, в районе пос. Бородино, в нижней серии отмечается чередование вулканогенно-осадочных толщ с чисто вулканогенными, отражающее ритмику вулканического процесса. Две толщи, сложенные покровами андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов и их туфами мощностью около 250 *м*, разделены толщами туфогенно-осадочных пород, представленных главным образом туфогенными песчаниками, песчаниками, алевролитами с отдельными покровами порфиритов и их туфов. Среди пород второй туфогенно-осадочной толщи наблюдался вулканический аппарат — некк около 200 *м* в диаметре. Некк выполнен лавобрекчиями порфиритов. Вблизи него обнажаются покровы и туфы порфиритов, имеющие суммарную мощность 50—70 *м* (при мощности отдельного покрова 5—10 *м*). По удалению от некка на расстояние 300—500 *м* вулканогенные породы фациально замещаются осадочными образованиями. На северо-востоке Алейской подзоны, в районах нижнего течения р. Малой Убинки и пос. Быструхи, определяющими в составе отложений первой серии становятся пестроокрашенные туффиты, туфогенные гравелиты и туфогенные песчаники, в меньшем количестве присутствуют туфы среднего состава, а также туфы и туфобрекчии кварцевых альбитофиров. Здесь формирование отложений, видимо, происходило на удалении от центров извержений, а еще на север от р. Малая Убинка туффиты и туфогенные породы постепенно фациально замещаются осадочными породами.

Вулканизм среднего и позднего периода проявился на значительно меньшей площади, локализуясь на юге и юго-западе Алейской подзоны. Продукты вулканизма этого времени указывают на существенно субаэральные условия извержений. Вулканизм этих двух периодов в отличие от раннего характеризовался в целом более кислым составом продуктов извержений. Преобладающими среди них являются породы дацитового ряда, наряду с которыми присутствуют породы липаритового и андезитового состава. Кислые разности большое развитие получили в Бухтарминском районе, а более основные— на юго-востоке Алейской подзоны (район пос. Пролетарского, пос. Бородино).

В составе средней серии характерно преобладание над эффузивными пирокластических пород, представленных разнообломочными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, игнимбритами, туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами. Характерны быстрая фациальная изменчивость пород как по простиранию, так и в разрезе, изменчивая мощность покровов и потоков, дающих раздувы и быстро выклинивающихся на небольших расстояниях, что создает пеструю картину строения средней и верхней серий.

В Бухтарминском районе средняя серия мощностью до 1300 *м* представлена туфобрекчиями, туфами, туффитами, кварцевыми альбитофирами, кварцевыми плагиопорфирами, дацитовыми порфирами, кварцевыми порфирами. Для туффитовых пачек характерно ритмичное строение, обусловленное чередованием грубо- и крупнообломочных туфов, туфобрекчий смешанного состава, псаммитовых и алевролитовых туффитов и кремнистых сланцев. Строение ритмов следующее: начало ритма — пачка туфобрекчий с размером обломков в 3—4 *см* в поперечнике, затем — псаммитовые туффиты, слагающие прослои в 0,3—0,7 *м* и редко до 1,5 *м*, и далее прослои в 0,1—0,3 *м* серых и лиловых алевролитов. Выше наблюдается переслаивание по 0,1—0,05 *м* кремнистых сланцев и алеврит-псам-

митовых туффитов. Такие ритмично-построенные пачки в разрезе толщи повторяются несколько раз. Отличительной особенностью серии является широкое и интенсивное проявление в породах гидротермальных изменений, в том числе образование вторичных кварцитов. Извержения происходили из аппаратов центрального типа. Центры вулканической деятельности в настоящее время распознаются по приуроченности к ним полей развития эффузивов, пород экструзивной фации, а также широкого развития микрокварцитов по породам жерловой фации, расположенных цепочками вдоль долгоживущих разломов.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность среднего периода характерна для района нижнего течения р. Бухтармы, где наиболее широким развитием пользуются кислые эффузивы и ассоциирующие с ними гидротермальноизмененные породы. Центры извержения здесь могут быть выделены по линии, проходящей через горы Облакетку, Орманские и Средние горы (Белькова, 1959) и гору Большую Кремнюху (Кирова, 1959). Другая линия, соединяющая центры извержения, проходит через гору Малую Кремнюху, являющуюся, по М. Г. Хисамутдинову, реликтом древнего вулканического сооружения. Таким образом, здесь намечается приуроченность вулканических аппаратов к двум параллельно протягивающимся разломам меридионального направления, сопряженным с глубинным Иртышским разломом. На юго-востоке Алейской подзоны, в районе Бородино, в средней серии преобладают породы андезитового и андезит-дацитового состава. Мощность отложений здесь составляет около 500 *м*. В строении серии отмечается чередование туфов, лавобрекчий и покровов андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, отражающих вспышки вулканических извержений. На горе Каменюхе и юго-западных склонах Карпеевых гор устанавливаются реликты вулканических аппаратов центрального типа. Некки, имеющие размер в диаметре 250 и 700 *м*, сложены лавобрекчиями и в центральной части лавой пироксен-плагиоклазовых порфиритов того же состава, что и породы эффузивной фации. Вблизи некка, обнажающегося на горе Каменюха, наблюдаются наиболее грубообломочные разновидности лавобрекчий с размером обломков до 0,5 *м*.

Верхняя серия представлена главным образом эффузивными фациями пород дацит-андезитового и андезитового состава; пирокластический и туффитовый материал в ней встречается в подчиненном количестве. Породы серии почти не затронуты процессами гидротермального метаморфизма и характеризуются, как правило, лиловой окраской.

Район нижнего течения р. Бухтармы является участком наиболее интенсивного проявления поздних периодов вулканизма, отличающимся широким развитием эффузивных пород и большой мощностью вулканогенных образований, достигающей 3000 *м*. По направлению на юг и на север от этого района мощность этих образований уменьшается до 700—1500 *м*, при этом заметно возрастает роль пород среднего и основного состава и вместе с тем пирокластического материала.

В большом количестве в составе формации присутствуют андезитовые и андезит-базальтовые порфириты темной серо-зеленой, зеленой и лиловой окраски, массивной или (в кровле покровов) миндалекаменной текстуры. По составу вкрапленников в андезитовых порфиритах различаются плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые порфириты. Фенокристаллы составляют от 5 до 20% объема,

чаще 8—10%. Размер их варьирует от 0,8 до 2,5 *мм*. Преобладает во вкрапленниках плагиоклаз, реже встречается пироксен и еще реже амфибол. Плагиоклаз, как правило, деанортитизирован и замещен карбонатом, хлоритом, серицитом, альбитом, эпидотом, цоизитом, пренитом. Расположение вторичных минералов подчеркивает зональное строение зерен. Реже встречаются андезитовые порфириты, в которых плагиоклаз (вкрапленников и микролитов) по основности отвечает лабрадору № 50—59. Пироксен представлен авгитом и светло-зеленым диопсидом ($cNg = 32—37°$, $2V = 55—58°$), причем последний является характерным для пород, развитых в южной части Алейской подзоны. В крупных зернах пироксена присутствуют пойкилитовые включения плагиоклаза. Пироксен замещается хлоритом. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой ($cNg = 16—18°$). Основная масса андезитовых порфиритов характеризуется следующими типами структур: микролитовой, гиалопилитовой, пилотакситовой. В ее составе преобладают вторичные минералы: хлорит, карбонат, лейкоксен, эпидот, биотит, серицит, пренит и изредка кварц. В меньшем количестве присутствуют микролиты плагиоклаза (альбита и редко андезина), изометричной формы мелкие зерна пироксена, а в амфибол-плагиоклазовых порфиритах в основной массе находятся скопления мелких зерен роговой обманки.

Дацитовые и андезит-дацитовые порфиры — макроскопически породы лиловой, серо-лиловой окраски. Во вкрапленниках — широкотаблитчатые зерна плагиоклаза, очень редко кварца и пироксена. Фенокристаллы плагиоклаза, составляющие около 10% объема, имеют размер 1—1,5 *мм*. Плагиоклаз деанортитизирован и по основности отвечает альбиту, в его зернах развит мелкозернистый агрегат хлорита, серицита, карбоната. Основная масса криптокристаллическая, с редкими беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза, микролитовая, иногда пилотакситовая и фельзитовая; отличается от основной массы андезитовых порфиритов меньшим развитием вторичных минералов.

Кварцевые плагиопорфиры наиболее характерны для средней серии формации в районе Заводинского месторождения. Макроскопически это массивные породы серого, светло-зеленовато-серого и реже лиловатого цвета, иногда неравномерно окрашенные, с вкрапленниками кварца и полевого шпата, составляющими до 20% объема породы. Размер вкрапленников 0,5—4 *мм*, наиболее обычны зерна размером в 1—2,5 *мм*. По количеству преобладают зерна полевого шпата. Полевой шпат представлен плагиоклазом — олигоклазом, по которому развивается прозрачный альбит, бурый пелитизированный калиевый полевой шпат и эпидот. Количественное соотношение между этими вторичными продуктами непостоянно. Происхождение калиевого полевого шпата, включенного в плагиоклаз, неясно. Возможно, что он является здесь результатом вторичной адуляризации плагиоклаза или же продуктом пропилитизации, так же как эпидот и альбит. Процессы пропилитизации изучались здесь и описаны П. В. Иншиным и В. М. Иншиной (1960). Основная масса кварцевых плагиопорфиров характеризуется фельзитовой, микроаллотриоморфнозернистой структурой. Из вторичных минералов в ней развиты тонкочешуйчатый хлорит, мелкие зерна эпидота, лейкоксен.

Кварцевые альбитофиры и базокварцевые альбитофиры. Во вкрапленниках, составляющих по объему 5—10%, присутствует альбит, кварц и иногда единичные чешуйки хлоритизированного биотита. Альбит

(№ 1—8) как несдвойникованный, так и с простыми двойниками, и реже, полисинтетически сдвойникованный. Количественные соотношения между фенокристаллами альбита и кварца колеблются в широких пределах. Однако чаще преобладают зерна альбита. Основная масса фельзитовой, микроаллотриоморфнозернистой, микропойкилитовой, реже сферолитовой структуры имеет существенно кварц-полевошпатовый состав. Вторичные минералы, пользующиеся неравномерным развитием, представлены серицитом, кварцем, хлоритом, единичными зернами минералов группы эпидота, карбоната, гидроокислами железа.

Кварцевые порфиры ограниченно распространены, встречаются главным образом в районах горы Облакетки, Орманских и Средних гор. Как правило, эти породы испытали интенсивный гидротермальный метаморфизм. Вкрапленники представлены кварцем, альбитом и нацело пелитизированным ортоклазом, по количеству они составляют 5—8%, редко до 20% объема. Преобладают фенокристаллы кварца. Основная масса — перекристаллизованная — микрогранобластовой, микролепидогранобластовой структуры, реже сохраняются реликты фельзитовой структуры, по составу серицит-полевошпат-кварцевая. Породы пирокластической фации, в составе формации пользующиеся очень широким развитием, представлены разнообломочными туфами, туфобрекчиями, туффитами аналогичного покровам состава, а также туфами и туффитами смешанного состава. Обломки в туфах имеют угловатую и корродированную форму. В их составе преобладают породы, аналогичные породам покровов, с которыми они ассоциируют. В туфах смешанного состава состав обломков очень пестрый. Цемент туфов нередко сохраняет реликты пепловой структуры, состоит из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата с примесью серицита, хлорита, иногда в значительном количестве тонкораспыленного гематита.

Туффиты также пользуются широким развитием, чаще встречаются псаммитовые и алевропсаммитовые их разности. Отличаются от туфов большей сортировкой обломочного материала и несколько большей их окатанностью. Цементом в туффитах служит тонкообломочный материал, перекристаллизованный в тонкозернистый агрегат, состоящий из полевого шпата, хлорита, кварца, серицита, карбоната, минералов группы эпидота, лейкоксена, гематита, окислов железа, иногда халцедона.

В составе андезит-дацитовой формации присутствуют породы от липаритового до базальтового состава (рис. 33, 34). Породы характеризуются значительными колебаниями в содержании щелочей. Андезиты и андезит-базальтовые порфириты нижней вулканогенной серии по щелочности близки к средним породам щелочно-известковой серии по Дэли. Породы кислого ряда средней серии также близки к средним породам щелочно-известковой серии по Дэли, но их измененные разности характеризуются недосыщенностью щелочами, реже избытком. В составе щелочей количественные соотношения калия и натрия различны. Отмечается интересная особенность: в породах, развитых на западе, в полосе, примыкающей к Иртышской зоне, как правило, преобладающим является натрий [по данным Т. В. Кировой (1959 г.), в районе горы Большой Кременюхи широким развитием пользуются кварцевые альбитофиры], на северо-востоке, в районе Заводинского рудного поля, соотношение в породах калия и натрия в составе щелочей колеблется в широких пределах. Здесь широко проявлен процесс фельдшпатизации, что видно в шлифах,

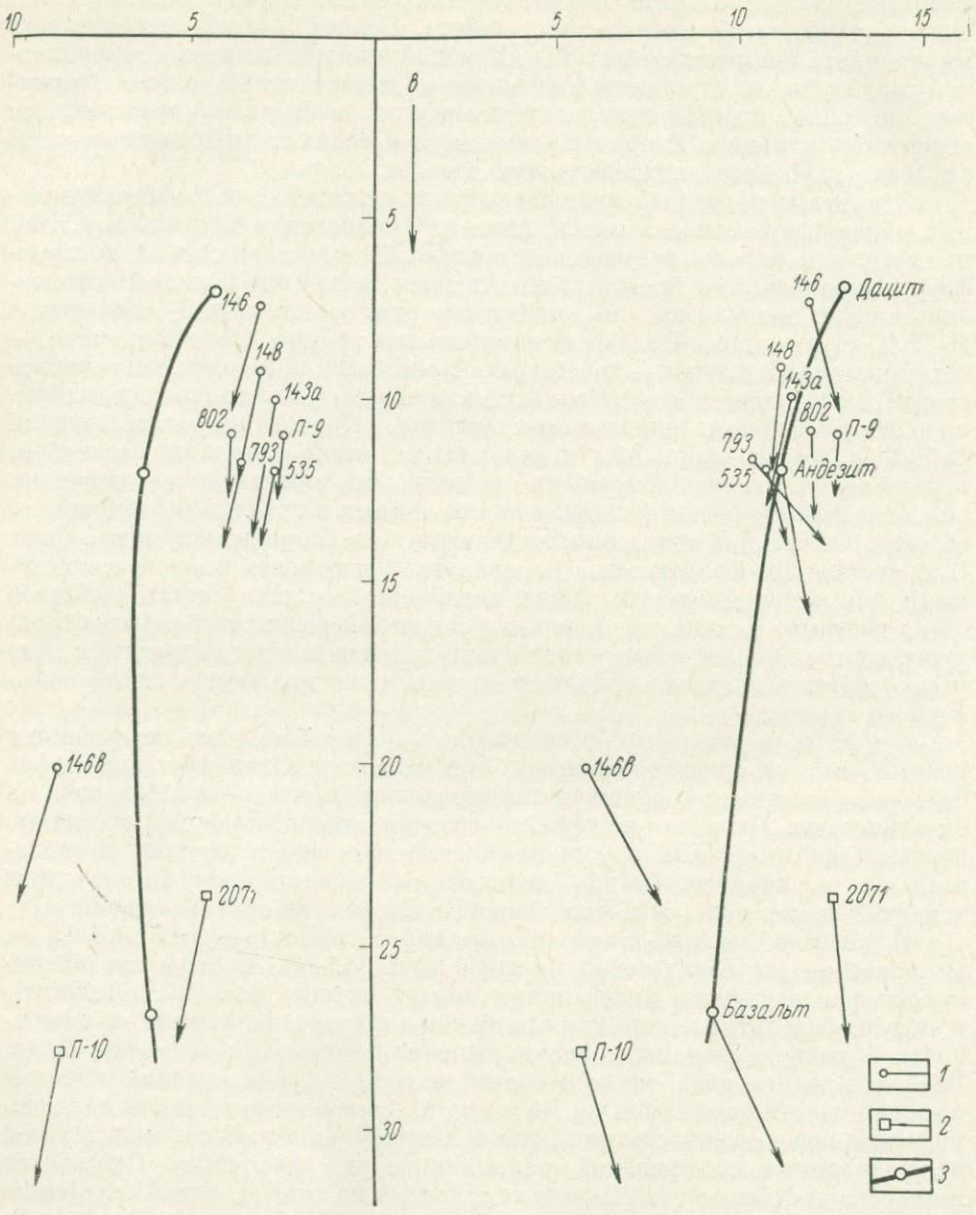


Рис. 33. Петрохимическая диаграмма пород первой серии островной андезит-дацитовой формации (фаменского времени)

1 — эффузивы и туфы; *2* — субвулканические интрузии; *3* — средние составы пород, по Дэли

а также по химическим анализам, показывающим резкое увеличение в составе некоторых пород калия (до 9%). Кроме того, в этом районе интенсивно проявлены процессы образования вторичных кварцитов, пропилитов и приповерхностной адуляризации, в связи с чем имело место вторичное перераспределение в породах щелочей — калия и натрия, видимо обусловившее неравномерность их содержания. Породы верхней

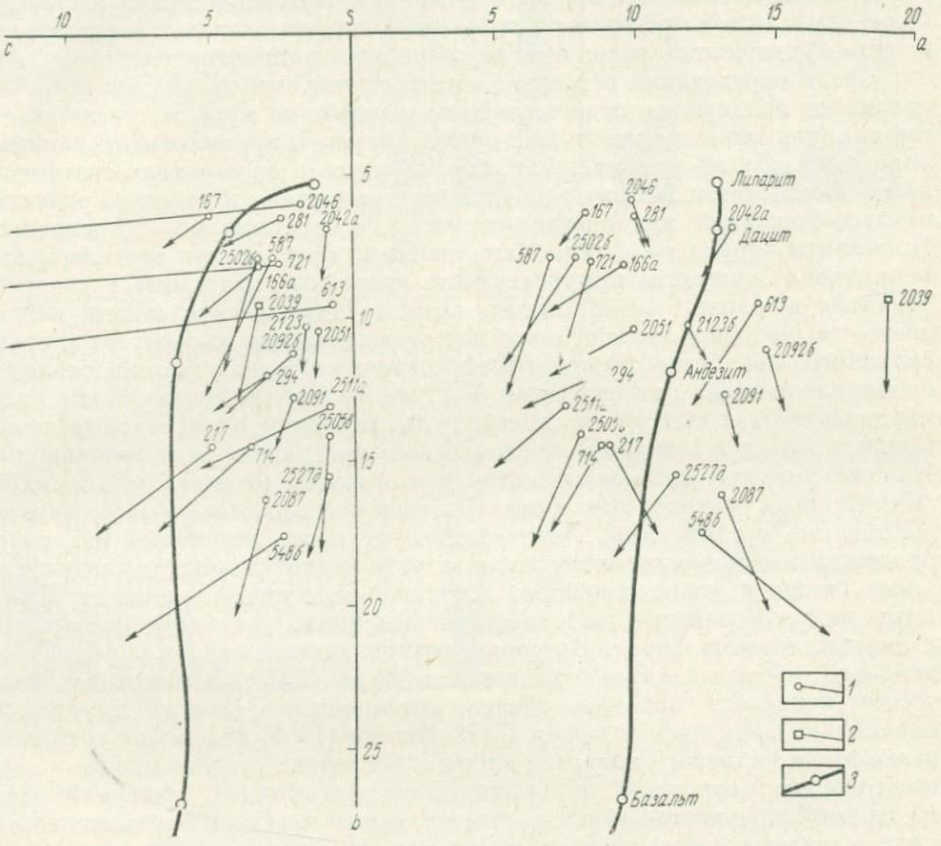


Рис. 34. Петрохимическая диаграмма второй и третьей серий островной андезит-дацитовой формации (турнейского времени). Условные обозначения см. рис. 33

серии (андезитового состава) характеризуются более высокой щелочностью. Характеристика «*a*» в них достигает 14—15, а в единичных случаях 18. Все породы андезит-дацитовой формации имеют пониженную полевошпатовую известь, причем наименьшее значение «*c*» наблюдается в породах кислого состава. В породах, близких по основности, наблюдаются значительные колебания в содержании окислов железа, магния и кальция. В целом породы формации характеризуются повышенными содержаниями окислов железа при сравнительно низком — окиси магния. Средние значения коэффициента железистости для пород андезит-базальтового состава — 56,1, для пород кислого состава 80.

Как видно из геохимических диаграмм из рассеянных элементов, породы андезит-дацитовой формации содержат в повышенных количествах

галлий, скандий, некоторые элементы группы железа (рис. 35—37). В нижекларковых содержаниях обычны стронций, хром, барий и бериллий. В породах нижней серии отмечаются вышекларковые содержания кобальта, никеля, ванадия, изредка циркония и бериллия. Большинство проб кислых эффузивов средней серии показывает вышекларковые содержания никеля, кобальта, титана, ванадия, скандия, циркония, галлия и иттрия. В нескольких пробах содержание никеля, кобальта и скандия более чем в 10 раз превышает кларковое. В породах верхней серии никель и титан содержатся чаще в нижекларковых концентрациях.

Среди образований островной андезит-дацитовой формации широким развитием пользуются гидротермально-измененные породы, представленные вторичными кварцитами (алюмокварцитами) и пропилитизированными породами, образовавшимися, видимо, в связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью. Вторичные кварциты приурочены к участкам развития кислых разностей вулканогенных пород, а пропилиты — к основным. Пропилиты, кроме того, образуют внешнюю зону вокруг тел вторичных кварцитов. Отмечается приуроченность вторичных кварцитов к участкам развития жерловых фаций пород, поэтому в их распределении наблюдается та же закономерность, что и у вулканических аппаратов: массивы вторичных кварцитов располагаются цепочками вдоль тех же разломов субмеридионального направления. На горе Малая Кременюха М. Г. Хисамутдиновым был обнаружен реликт вулканического аппарата, где жерло бывшего вулкана заполнено кислой лавой, превращенной в монокварцит. На поверхности горы имеется экструзивный купол, соединенный с жерлом, нижней своей поверхностью купол ложится на пологозалегающие крупнообломочные туфобрекчии. Центральные части тел вторичных кварцитов представлены монокварцитами или алунитовыми кварцитами, содержащими гнезда и жилы диаспора. Внешние зоны представлены серицитовыми микрокварцитами, содержащими отдельные участки каолинитовых и пирофиллитовых пород. В пропилитизированных породах района Заводинского месторождения отмечается присутствие значительного количества калиевого полевого шпата, замещающего (иногда пятнистый) плагиоклаз эффузивов и туфов. П. В. Иншин (1958) связывает возникновение этого калиевого полевого шпата с последней стадией процесса пропилитизации, совместно с проявлением сульфидной минерализации. Близость Заводинского участка к интрузивным массивам верхнепалеозойских калиевых гранитов дает некоторое основание рассматривать эту фельдшпатизацию частично результатом калиевого метасоматоза в связи с указанными гранитами. Этим же, возможно, объясняется присутствие среди эффузивов Заводинского участка разновидностей, обогащенных калием, описанных в свое время М. В. Тащининой (1954). В других районах развития формации такие породы не встречаются.

Пропилиты сопровождаются интенсивной пиритизацией и гематизацией. Со вторичными микрокварцитами ассоциируют кроме пирита и гематита, халькопирит, сфалерит и в меньшем количестве галенит. Перечисленные минералы встречаются в виде рассеянной вкрапленности в гидротермально-измененных породах, реже в прожилковых выделениях. Таким образом, с островной андезит-дацитовой формацией генетически связаны рудопроявления высокоглиноземистой минерализации (алунит, диаспор, коалинит, андалузит) и рудопроявления со свинцово-медно-цинковой минерализацией.

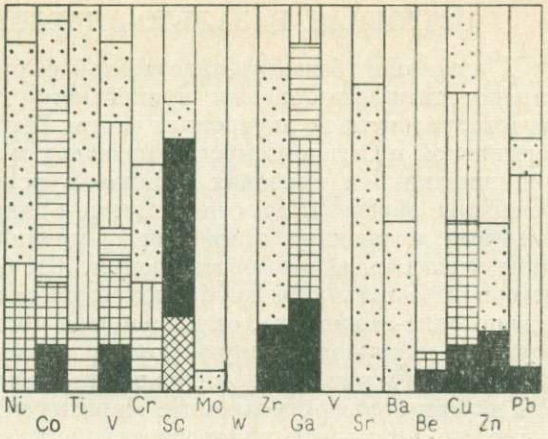


Рис. 35. Диаграмма содержания элементов-примесей в породах островной андезит-дацитовой формации первой серии (фаменского времени). Условные обозначения см. рис. 26

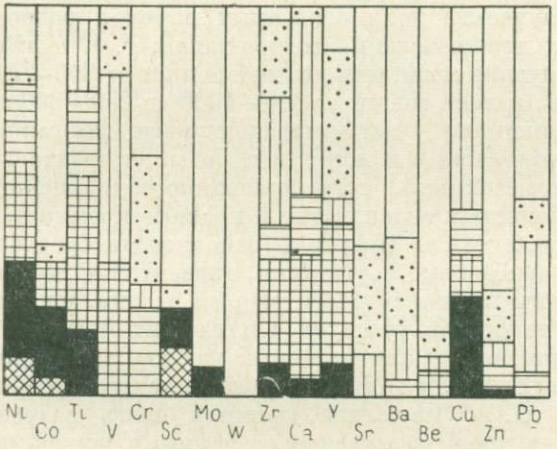


Рис. 36. Диаграмма содержания элементов-примесей в кислых породах островной андезит-дацитовой формации (турнейского времени). Условные обозначения см. рис. 26

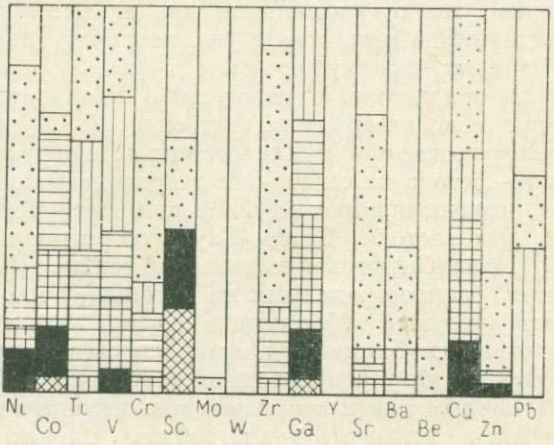


Рис. 37. Диаграмма содержания элементов-примесей в породах среднего состава андезит-дацитовой формации (турзейского времени). Условные обозначения см. рис. 26

ОСТРОВНАЯ БАЗАЛЬТО-АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К островной базальто-андезитовой формации относятся существенно вулканогенные накопления турнейского и частично ранневизейского возраста, развитые во внутренних частях Жарма-Саурской зоны: Восточно-Жарминской и Северо-Саурской подзонах и лишь частично в раннем визе и во внешних ее подзонах (Южно-Саурской и Западно-Жарминской). Турнейские образования, относящиеся к данной формации, имеют с нижележащими девонскими отложениями кремнисто-андезит-диабазовой формации несогласные взаимоотношения. На большей части Саура и Юго-Восточной Жармы они грубо подразделяются на две толщи: нижнюю, вулканогенно-осадочную, отлагавшуюся в морских условиях, и верхнюю, эффузивно-пирокластическую, формировавшуюся местами в субаэральных условиях или в прибрежно-морских, где отлагались агломераты, брекчии, туфы и лавы большой мощности. Переход между толщами постепенный и, видимо, не приурочен к определенной стратиграфической границе. При более или менее постоянной мощности турнейских отложений (2000—2300 *м*) отмечается общее увеличение доли осадочных пород в разрезе отложений по направлению с юго-востока на северо-запад, т. е. в этом направлении происходит увеличение мощности нижней толщи от 500—700 до 1800—1900 *м* и уменьшение верхней толщи от 800—1200 до 250—350 *м*. В строении нижней толщи принимают участие чередующиеся туфогенно-осадочные породы: туфы порфиритов, зеленые туффиты, туффитовые конгломераты, полимиктовые песчаники, туфы смешанного и кислого составов, табачно-зеленые алевролиты, зеленоватые и красные кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, а также эффузивы основного и среднего состава. Последние (диабазы, диабазовые порфириты, андезитовые порфириты, спилиты) чаще приурочены к нижней части разреза толщи, но развиты не повсеместно, а лишь в некоторых участках. Наличие их отмечается в разрезах Аркалыкского поднятия, на значительных участках западной части Саура. В северо-западных частях Жарма-Саурской зоны в районе оз. Шолактерек, по данным Н. А. Севрюгина, нижняя часть разреза турнейских отложений сложена преимущественно осадочными породами. В западных участках Саура, междуречье Уйдене и Ашалы, в разрезе нижней толщи выделяются две пачки: нижняя, с преобладанием нормально-осадочных пород и прослоями порфиритов мощностью 250 *м*, и верхняя, преимущественно туффитовая мощностью 300—400 *м*.

К западу же, в междуречье Уйдене и Майбулак, в горах Жаман, а также по северо-западным склонам Саурского хребта толща сложена преимущественно вулканогенными породами. Здесь по направлению с юго-востока на северо-запад происходит постепенное вытеснение туффитов, осадочных пород и туфов лавами и грубообломочными туфами. На крайнем юго-востоке Северо-Саурской подзоны в самых низах формации С. Н. Калабашкиным выделяется толща туфов и кварцевых плагиолипаритов, распространенных на небольшой площади, во все стороны быстро замещающуюся туффитами и туфами андезитового состава. Вблизи Манракского глубинного разлома в туффитовом разрезе обнаружен крутопадающий некк неправильной трубообразной формы, выполненный грубообломочным туфом кварцевых плагиолипаритов. В этих районах вулканическая деятельность данного этапа, характеризовавшаяся в целом андезитовым составом, началась с выбросов пирокластов сравнительно кислых

разностей. Здесь наиболее распространенными породами являются наряду с туфами андезитового состава и туфами смешанного состава туфы кварцевых плагиолипаритов. Для них очень характерно интенсивное развитие процесса пренитизации и сопутствующей ей альбитизации. Пренит совместно с альбитом и хлоритом замещает плагиоклаз и цемент. В литологическом составе осадочно-туффитовых горизонтов доля участия вулканогенного и осадочного материала не одинакова. В пределах Саура в их составе преобладают туффиты и туфы, мощные пласты которых (по 15—30—40 *м*) переслаиваются с маломощными прослоями осадочных пород, часто ритмично-построенными и тонкослоистыми, представленными песчаниками, алевролитами и сланцами.

В Восточно-Жарминской подзоне в составе нижней толщи большая роль принадлежит осадочным породам: зеленым и красным песчаникам, алевролитам, сланцам и т. д. Несмотря на относительную изменчивость разреза прослои осадочных пород тем не менее выдержаны на расстояниях в несколько километров. Характер расположения вулканогенных образований нижней толщи в этой подзоне указывает на проявление в это время подводного вулканизма, связанного с изолированными локальными центрами. С основными и средней основности эффузивами нижней толщи пространственно ассоциируют габбро-диабазы, связанные местами с эффузивами постепенными переходами. Эффузивы часто обладают миндалекаменной текстурой и характеризуются подушечной отдельностью. Для вулканогенных пород, в том числе и для пород верхней толщи, характерно зеленокаменное перерождение; в них наблюдается эпидотизация, альбитизация, хлоритизация, карбонатизация, а также образование гематита, часто в виде железной слюдки.

Состав пород верхней толщи и характер их переслаивания свидетельствуют об интенсивном проявлении вулканизма в смешанных наземно-морских и наземных условиях (на вулканических островах). В связи с изменением режима вулканизма во внутренних подзонах изменяется и состав морских осадков в соседних внешних подзонах (Южно-Саурской и Западно-Жарминской), где существенно тонкозернистые породы нижней части турнейских отложений сменяются выше более грубозернистыми отложениями, в составе которых значительное участие принимают средне- и грубозернистые песчаники, туффиты, и пепловые туфы смешанного состава. Вулканогенные накопления верхней толщи отличаются большой фациальной изменчивостью и пестрым составом, преобладанием пирокластов над лавами. Лавы перемежаются с агломератами, туфобрекчиями, туфами и туфогенными породами, обладающими часто лиловой окраской. По составу среди эффузивов преобладают андезиты (плагиоклазовые и плагиоклаз-роговообманковые порфириты), андезит-базальты, диабазы, спилиты, андезит-дациты, значительно реже встречаются базокварцевые и кварцевые альбитофиры. На отдельных участках в составе верхней толщи присутствуют мощные толщи грубообломочных агломератов кислых эффузивов, выклинивающихся на коротких расстояниях.

К. Т. Куликовский приводит описание жерловой фации кислых эффузивов, обнажающейся на правобережье р. Эспе. Центральная часть сопки шириной в 300—350 *м* сложена грубообломочными лавобрекчиями безокварцевых альбитофиров, участками окварцованных и слабо пиритизированных. Во флюидальной лавовой массе, слагающей вершину сопки, местами наблюдаются скрученно-узловатые текстуры. У подножия

сопки такие же безокварцевые порфиры брекчиевидной текстуры слагают неправильные глыбовидные тела и дайкообразные образования, секущие вмещающие их порфириты и расположенные радиально по отношению к основному выходу. В окрестностях сопки пачка туфобрекчий и туфолав сходных с ними пород и прослои пепловых туфов альбитофиров залегают в толще порфиритов. В 2,5—3 *км* от сопки эта пачка, имеющая первоначально мощность около 80 *м*, выклинивается и фациально замещается осадочными и туфогенными гравелитами существенно порфиритового состава. На крайнем северо-западе Восточно-Жарминской подзоны, в районе оз. Шолактерек, по данным Н. А. Севрюгина, вулканогенные образования развиты преимущественно в верхней части разреза турнейских отложений и слагают толщу всего в 210 *м* при общей мощности турнейских отложений в 2300 *м*. Эти вулканогенные образования могут сопоставляться с верхней эффузивно-пирокластической толщей Жарма-Саурской зоны. Разрез вулканогенной толщи у оз. Шолактерек начинается горизонтом кислых эффузивов — «кварцевых кератофиров» мощностью 180 *м*, сменяющихся выше горизонтом зеленовато-серых миндалекаменных порфиритов и коричневато-фиолетовых порфиритов общей мощностью 130 *м*. Таким образом, так же, как и в предыдущем девонском этапе вулканизма, намечается постепенное ослабление вулканической деятельности в северо-западном направлении и раскисление состава ее продуктов.

В пределах Северо-Саурской подзоны, где эти образования изучались более детально, верхняя эффузивно-пирокластическая толща, по С. Н. Калабашкину, сформирована в результате накопления продуктов извержений трех последовательно сменяющихся стадий вулканизма, давших три серии пород: 1) эффузивно-пирокластическую, 2) базальтово-андезитовую, 3) эффузивную базальтовую и пирокластическую андезитовую. Вулканогенные образования эффузивно-пирокластической базальтово-андезитовой серии распространены исключительно в полосе пограничных разломов на границе Северо-Саурской и Южно-Саурской подзон, в ее центральной (рр. Кызыл-Кия — Караунгур) и западной (р. Кусто) частях. Мощность первой серии 200—750 *м*. Здесь имеет место переслаивание покровов зеленых микроминдалекаменных афировых андезитовых порфиритов различной мощности с прослоями агломератовых туфов смешанного состава. По простиранию покровы эффузивов быстро выклиниваются, замещаясь туфами соответствующего состава, при этом общая мощность отложений резко сокращается до 200 *м*. Судя по распределению фациальных разновидностей формирование серии произошло в результате чередования эксплозий и излияний вулканов центрального типа, располагавшихся вдоль северного борта зоны Манракского глубинного разлома. Характерными чертами внешнего облика серии являются: зелено-лиловый цвет пирокластических образований, пестрый состав обломков в них и серо-зеленый цвет микроминдалекаменных андезитовых порфиритов лавовых покровов. Наиболее типическими породами серии являются туфы андезит-базальтового состава и андезитовые порфириты.

Туфы андезит-базальтового состава — это крупнообломочные, существенно литокластические породы, с тонкообломочным цементом андезитового состава. Обломки округлой, реже угловатой формы состоят из микроминдалекаменных андезитов афирового сложения и лиловых плагиоклазовых (лабрадоровых) порфиритов андезит-базальтового состава. Обломки этих пород составляют около 80%. В верхних частях туфовых

горизонтов увеличивается количество обломков андезит-базальтового состава. Кроме них, в туфах неравномерно распределены черные причудливых форм обломки стекла, редкие прослои обогащены обломками кристаллов белого плагиоклаза и актинолитизированного авгита.

Андезитовые порфириты — это породы зеленоватого цвета с мелкими миндалинами карбоната, равномерно рассеянными в породе. Структура микропорфировая с криптокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены кристаллами андезина — лабрадора и более редкими изометрическими кристаллами антинолитизированного пироксена (авгита). Основная масса интенсивно хлоритизирована и участками карбонатизирована.

На вулканогенных образованиях предыдущей первой серии без четкого с ней разделения залегает вторая, существенно эффузивная андезит-базальтовая серия. Она представлена переслаиванием миндалекаменных пироксеновых андезит-базальтов бурого цвета, миндалекаменных андезитовых (существенно плагиоклазовых) афиритов, спилитовых диабазов с шаровой отдельностью и в подчиненном количестве туфов и туфолав соответствующего состава в нижней части разреза серии, сменяющихся вверх по разрезу мощными покровами крупнопорфировых базальтовых порфиритов. Для второй серии весьма характерна резкая фациальная изменчивость слагающих ее вулканических образований, отмечающаяся не только вкрест простирания ее, но и по простиранию. Наибольшей мощностью эти образования отличаются в районе среднего течения рр. Куртка — Кызыл-Кия, по рр. Чаргут-Су, Кусто. В этих участках серия носит явно эффузивный характер и имеет мощность от 500 до 1000 *м*. Между этими участками (на расстоянии до 5—7 *км*) происходит отчетливое замещение эффузивных покровов туфолавовыми, близкими по составу слагающих пород. В распределении отдельных разновидностей пород намечается определенная ритмичность: нижняя часть серии состоит из почти правильно чередующихся покровов андезитов, «подушечных» лав и лавобрекчий андезит-базальтового состава с возрастающей вверх по разрезу мощностью основных разностей. В местах наибольшего развития вулканических образований серии, в подстилающей толще и в нижних частях самой серии локализованы многочисленные секущие и согласные непротяженные дайкообразные тела (рои даек). В пределах Северо-Саурской подзоны их простирание северо-восточное; в Южно-Саурской подзоне — северо-западное. Среди пород, участвующих в строении даек, преобладают полифировые плагиоклазовые порфириты, пироксен-плагиоклазовые порфириты, диабазовые порфириты и в подчиненном количестве андезитовые афириты. Особенности состава и структур пород даек и их локализация позволяют отнести их к субвулканическим телам, связанным с вулканическими аппаратами данной серии. Последние непосредственно наблюдались в бассейне р. Куртки, где обнажается некк трубообразной формы, выполненный агломератовыми лавами андезит-базальтового состава.

На основных лавах или агломератах второй серии залегают вулканогенные образования третьей пирокластической андезитовой серии. Эта серия наиболее широко развита в северо-восточной части Северо-Саурской подзоны, где достигает мощности до 1000—1100 *м* и по мере движения на юг и юго-запад уменьшается до 250—300 *м*. Образования данной серии отмечаются не только в Северо-Саурской подзоне, но и в отдельных блоках

Южно-Саурской подзоны, прилегающих к полосе глубинных разломов. Для вулканогенных образований данной серии характерно относительное фациальное однообразие; преобладают литокластические мелко-, средне- и крупнообломочные туфы с резко подчиненным количеством лавобрекчий и туфоагломератов. В верхней части разреза среди туфов появляются прослои туффитов, сменяющиеся туффитоконгломератами вышележащей граувакковой толщи. Отличительным признаком верхней серии является, в общем, андезитовый состав слагающих ее пород. Характерной чертой внешнего облика вулканогенных образований серии служит интенсивно проявленная пятнистая эпидотизация, широко распространенная независимо от условий залегания в различных участках.

Субвулканические образования основного состава представлены небольшими интрузивными телами диабазов и массивами габбро-диабазов, связанными с эффузивными диабазами постепенными переходами. Субвулканические интрузии кислого состава, связанные с эффузивами верхней серии, представлены, по К. Т. Куликовскому, некками фельзит-порфиров и небольшими телами пород переменного состава, изменяющегося от гранодиорит-порфира и граносиенит-порфира до полевошпатового порфира, которые залегают среди кислых лав и их пирокластов. Форма этих тел в плане близка к округлой или же удлиненная, линзовидная с дайкообразными апофизами. От эффузивных пород они отличаются лучшей раскристаллизацией основной массы, обычно пойкилитовой, более крупными с четкими порфировыми выделениями полевых шпатов, биотита, очень редко кварца.

В ранневизейское время вулканическая деятельность, видимо, значительно сократилась, а также частично или полностью (в Сауре) переместилась на территорию внешних подзон: Западно-Жарминскую и Южно-Саурскую. На большей части Жарма-Саурской зоны в это время отлагались обломочные осадочные образования. Вулканогенные образования среди нижневизейских отложений коконьской свиты слагают изолированные участки, занятые главным образом туфами андезитового состава, реже порфиритами, а в большей своей части обломочными вулканомиктовыми породами, образовавшимися в результате размыва порфиритов вулканических сооружений и переотложения осадков в ближайших бассейнах. Разрезы нижневизейских отложений очень изменчивы и не выдерживаются по простиранию. По составу продуктов вулканизма и характеру залегания нижневизейские вулканические образования могут рассматриваться как вулканогенные молассы. С эффузивами, залегающими в низах разреза, часто ассоциируют субвулканические образования в виде неправильных, часто изометрических или вытянутых по простиранию небольших тел (размером 0,3 × 2 *км* и меньше) диоритовых порфиритов, редко диабазов. Общая мощность нижневизейских отложений составляет 1700—1800 *м*.

Следовательно, в образовании рассматриваемой формации намечается три периода. Для вулканизма первого периода характерно преобладание в одних участках пирокластов кислых эффузивов и средней основности, а в других — основных эффузивов и существование подводных вулканов центрального типа. Вулканизм второго периода проявился весьма бурно. В это время возникли вулканические острова, выступающие местами над поверхностью моря. При интенсивных эксплозиях в субаэральных условиях пепловой материал заносился и за пределы

зоны проявления вулканизма и попадал в осадки соседних подзон (Западно-Жарминский и Южно-Саурской). Этот период вулканизма характеризовался преобладающим андезитовым и базальтовым составом продуктов вулканизма, хотя в их составе присутствуют в ограниченном масштабе и кислые разности. Для третьего периода характерно сужение площади проявления вулканизма, приуроченного к участкам сопряжения продольных глубинных разломов с поперечными. Наряду с накоплением продуктов вулканической деятельности происходил интенсивный размыв их и самих вулканических сооружений (вулканических кордильер) и переотложение материала в понижениях резко расчлененного вулканического рельефа. Для последнего периода характерно преобладание андезитового состава экструзивных тел и пород субвулканических фаций.

ИЗВЕСТНЯКОВО-КРЕМНИСТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К известняково-кремнисто-базальтовой формации относятся верхневизейско-нижненамюрские морские осадочно-вулканогенные отложения аркалыкской и аркаульской свит, распространенные в Чарской подзоне Западно-Калбинской зоны. Вулканогенному элементу формации свойственны преимущественно лавы и пирокласты андезитового и базальтового состава; эффузивы средней основности и кислые присутствуют в резко подчиненном количестве. Для осадочной части формации весьма характерно присутствие кремнистых пород, яшм, рифовых известняков и обломочных пород: песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов, сланцев. Разрез формации очень не выдержанный, в нем отмечается многократное чередование вулканогенных и осадочных пород. Образования формации залегают с угловым несогласием на разных горизонтах кремнисто-карбонатно-диабазовой формации. По мере удаления от глубинных разломов, отделяющих Чарскую подзону (горст-антиклинорий) от остальной части Западной Калбы и от Жарма-Саурской зоны, вулканогенные породы в разрезе резко уменьшаются и сменяются осадочными толщами аркалыкской свиты верхневизейского и намюрского возраста. Таким образом, осадочно-вулканогенная формация вкрест простиранию толщ как на северо-запад, так и на юго-восток замещается преимущественно осадочной известняково-кремнисто-песчаниковой формацией, являющейся в сущности представителем отдаленно кремнистой формации. Граница между одновозрастными осадочно-вулканогенной и осадочной формациями не резкая, постепенная. Образования известняково-кремнисто-базальтовой формации обнажены на крыльях Чарской горст-антиклинальной структуры и в наложенных прогибах внутри ее. Горизонты вулканогенных пород в разрезе аркалыкской свиты присутствуют кроме Чарского выступа в пределах Аркалыкской синклинали.

Известняково-кремнисто-базальтовая формация характеризуется пестрым литологическим составом и частой фациальной изменчивостью. По типу разреза различаются образования формации северо-восточного крыла Чарской горст-антиклинали, тяготеющие к Баладжальскому и Чарскому разломам, и образования, развитые на юго-западном крыле этой структуры и во внутренних ее частях. Для первых характерно большее участие в разрезе эффузивов, кремнистых пород и в ряде случаев

присутствие рифогенных известняков большой мощности. Общая мощность формации изменяется от 2000 до 4000 *м*.

При сопоставлении разрезов известняково-кремнисто-базальтовой формации (аркалыкская свита) видно, что накопление вулканогенного материала во время образования формации происходит одновременно с отложением обломочных пород, кремнистых пород, известняков и иногда с ростом рифовых сооружений. Вместе с тем установлены два периода наиболее интенсивного и бурного проявления вулканизма: в начальном периоде образования формации и в конце его или перед завершением формирования. Можно отметить подчиненную роль пирокластов по отношению к лавам. В начальный период наряду с вулканическими продуктами основного состава имели место излияния лав средней основности и даже изредка кислого состава. Вулканогенные породы определенно тяготеют в своем распространении к разломам глубокого заложения: Баладжальскому, Чарскому и Байгузинбулакско-Акжальскому. Вулканогенные породы в составе известняково-кремнисто-базальтовой формации представлены базальтовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами, спилитами, андезит-базальтами, андезитовыми порфиритами, их туфами, очень редко кислыми эффузивами. Базальтовые порфириты — это породы серо-зеленого, изредка фиолетового цвета, характеризуются порфировой или микродолеритовой микроструктурами и нередко миндалекаменной текстурой. В порфировых разностях основная масса породы интерсертальной или гиалопилитовой микроструктуры. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом или кварцем. Вкрапленники представлены авгитом, соссюритизированным плагиоклазом и редко оливином. Все они в той или иной мере изменены и замещены вторичными минералами; плагиоклазы соссюритизированы, карбонатизированы; авгит замещен эпидотом, хлоритом, а оливин серпентинизирован. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, карбонатизированного и хлоритизированного стекла, зерен пироксен-авгита, эпидота, рудного минерала. Лейсты плагиоклаза, обычно соссюритизированные, расположены беспорядочно, иногда ориентированно. Диабазовые порфириты нередко также характеризуются миндалекаменной текстурой, но основная масса их, состоящая из плагиоклаза и темноцветных минералов (авгита и оливина) и рудного минерала, обладает офитовой структурой, причем пироксен часто замещен хлоритом и рудным минералом, оливин-серпентином. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем. В редко встречающихся кварцевых диабазах в основной массе породы присутствует в небольшом количестве кварц, находящийся иногда в микропегматитовом срастании с калиевым полевым шпатом.

Спилиты характеризуются спилитовой структурой, состоят из удлиненных лейст альбита (№ 6), участками ориентированных в одном направлении, хлорита, кальцита, цоизита и рудного минерала. Редкие миндалины выполнены хлоритом и кальцитом.

Андезит-базальты обладают порфировой структурой с гиалопилитовой микроструктурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза замещены карбонатом. Основная масса состоит из хлорита и микролитов плагиоклаза.

Андезитовые порфириты представляют собой породы порфировой структуры с варьирующим количеством вкрапленников (размером 0,1—1,0 *мм*) и плагиоклазом. Основная масса пилотакситовой структуры

состоит из удлиненных параллельно ориентированных лейст измененного (эпидотизированного и альбитизированного) плагиоклаза и измененного пироксена, эпидота, хлорита, актинолита, рудного минерала, апатита. В лавобрекчиях порфиритов — обломки порфиритов сцементированы порфиритовой лавой. Туфы базальтовых и андезитовых порфиритов представлены кристаллолитокластическими разностями. В них обломки базальтовых и андезитовых порфиритов, а также разложенного стекла, измененного плагиоклаза, пироксена заключены в пепловом цементе. Очень ограниченным распространением пользуются туфы и лавы кварцевых альбитофиров. При изучении под микроскопом в них обнаруживаются редкие вкрапленники кварца и альбита в фельзитовой или аллотриоморфнозернистой основной массе.

С вулканогенными породами известняково-кремнисто-базальтовой формации тесно ассоциируют штокообразные и линзовидные тела диабазов, прослеживающиеся по простиранию на расстояние до 1600 *м* при мощности около 100 *м*. Они сложены мелкозернистыми массивными породами, характеризуются офитовой микроструктурой и состоят из идиоморфных призматических зерен основного плагиоклаза и расположенными между зернами моноклинного пироксена — авгита и оливина. Плагиоклазы соссюритизированы и серицитизированы; пироксен частично замещен хлоритом и карбонатом, а оливин — серпентином.

Из осадочных пород в составе известняково-кремнисто-песчаниково-базальтовой формации наибольшим развитием пользуются полимиктовые песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, яшмы, а также известняки: массивные и слоистые. Полимиктовые песчаники (разнозернистые 0,5—2,0 *мм*) — породы, обломочный материал которых состоит из плагиоклаза, глинисто-кремнистых пород, карбонатно-кварцевых пород, порфиритов, роговых обманок, кварца в цементе, состоящим из карбонатов, хлорита, серицита, лейкоксена.

Яшмы бордово-красного, реже зеленого цвета криптокристаллической структуры содержат большое количество скелетных остатков радиолярий.

Почти по всему разрезу формации наблюдаются линзообразные прослои известняков различной мощности. Известняки обычно в той или иной мере метаморфизованы, чаще тонкокристаллические; участками крупнокристаллические, иногда наблюдаются и пелитоморфные разности.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород формации дается на основании 18 полных силикатных анализов Е. Д. Василевской и 10 анализов Н. А. Севрюгина. По петрохимическим данным выделяются две группы пород, связанных постепенными переходами. Одна из них близка к средним составам базальтов и платобазальтов (по Дэли), отличаясь лишь некоторым избытком полевошпатовой извести. Вторая группа, соответствующая андезитам и, в меньшей степени, андезит-дацитам, отличается повышенной щелочностью и дефицитом полевошпатовой извести. Она, как правило, приурочена к нижней части формации, что указывает на возрастание основности пород в целом от древних к более молодым. Геохимическая характеристика пород основывается на 122 полуколичественных анализах. В вулканогенных породах в повышенных количествах присутствуют — скандий, галлий, иттрий, иттербий, цинк, бериллий; в песчаниках — магний, железо, барий, титан, галлий, ванадий, цинк,

никель, стронций; в кремнистых породах — железо, марганец, медь, цинк; в известняках — марганец, медь, титан, стронций.

С известняково-кремнисто-базальтовой формацией пространственно и во времени тесно ассоциируют гипербазитовые интрузии поздневизейско-намюрского возраста, с которыми генетически связаны месторождения силикатного никеля, хрома, асбеста.

АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ (ПРИРАЗЛОМНАЯ) ФОРМАЦИЯ

К рассматриваемой формации отнесены продукты вулканизма, имевшего место на территории Лениногорско-Зыряновской и отчасти Белоубинско-Маймырской подзон Юго-Западного Алтая в поздневизейское — ранненамюрское время (вулканогенные породы джалтырской, ларихинской и кедровской свит). Вулканическая деятельность этого времени проявилась на сравнительно небольшой площади и локализовалась вдоль глубинных разломов (Березовского и Иртышского), ограничивающих Лениногорско-Зыряновскую подзону Рудно-Алтайской структурно-фациальной зоны с северо-востока и юго-запада. На большей же части Лениногорско-Зыряновской подзоны в это время происходило отложение морских осадков: известковистых алевролитов, углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, фациально замещающихся около зон глубоких разломов вулканогенными породами.

Вулканизм, проявляющийся в подводных условиях, характеризуется преимущественно трещинным типом излияний лав среднего и основного состава при подчинении роли пирокластических пород. Вулканогенные породы, локализованные вдоль Березовского глубинного разлома, образуют прерывистую полосу выходов, протягивающуюся с севера на юг на расстоянии около 120 *км* при ширине 3—5 *км*; они слагают здесь кулисно расположенные хребты Глядень и Россомажный. На севере вулканогенные породы кедровской свиты образуют ядро Тургусунской синклинали.

Вдоль Иртышского глубинного разлома вулканогенная деятельность этого времени проявилась лишь на юге и на значительно меньшем протяжении, чем вдоль Березовского разлома (не более 50—60 *км*). Здесь отмечается две полосы вулканогенных пород; одна, непосредственно примыкающая к Иртышскому разлому, и вторая, расположенная несколько восточнее, протягивающаяся на север от пос. Больше-Нарымское до пос. Чиркаин. В составе пород приразломной андезит-базальтовой формации преобладающими являются лавы и лавобрекчии андезитового и базальтового состава (плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, пироксеновые и реже амфиболовые порфириты), в подчиненном количестве находятся породы андезит-дацитового и дацитового состава. Пирокластический материал в составе формации имеет второстепенное значение, увеличивается его роль лишь среди пород более кислого состава (андезит-дацитового, дацитового и кварц-альбитофирового).

По составу слагающих пород и характеру разреза намечаются различия в строении вулканогенной толщи, развитой около Иртышского глубинного разлома, и вулканогенными толщами, локализованными вдоль Березовского разлома. В разрезе пород поздневизейского — ранненамюрского возраста, развитых в Больше-Нарымском районе, выделяются две вулканогенные толщи, занимающие различное стратиграфическое

положение. Нижняя мощностью до 2700 *м* слагает полосу, непосредственно примыкающую к Иртышской зоне разлома и протягивающуюся как на север, так и на юг от Нарымской долины на расстоянии около 60 *км*. Верхняя вулканогенная толща, обнажающаяся к северу от пос. Больше-Нарымское, имеет меньшую мощность — около 800 *м*. Нижняя вулканогенная толща отличается пестрым составом слагающих ее пород, сравнительно большой объем в ней занимают породы кислого состава — дацитового и даже кварц-альбитофирового. Наиболее полный разрез и большая мощность этой толщи наблюдаются в Нарымском хребте, где в ее строении могут быть выделены следующие (снизу вверх) пачки пород:

1. Пачка сравнительно кислых разновидностей эффузивов, представленных серыми и желтовато-серыми базокварцевыми и кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфирами и их туфами. Для альбитофиров характерно присутствие во вкрапленниках прозрачных незамутненных зерен альбита, обычно несдвойникованных или с простыми двойниками. В верхней части местами отмечаются маломощные покровы андезитовых плагиоклазовых порфиритов . . . . . около 400 *м*

2. Пачка вулканогенных пород, среди которых преобладающими являются амфиболовые порфириты. Присутствуют прослои дацитовых порфиров и туффитов мощностью от 2 до 30 *м*. Пространственно с амфиболовыми порфиритами тесно ассоциируют межпластовые субвулканические интрузии . . . . . около 1200 *м*

3. Пачка пород андезитового состава, представленных плагиоклазовыми порфиритами, их лавобрекчиями, туфами и туффитами; в виде прослоев в них присутствуют амфиболовые порфириты . . . . 1100 *м*

Суммарная мощность вулканогенной толщи составляет около 2700 *м*.

На север от Нарымской долины, в районе пос. Хайрузовка, в составе рассматриваемой вулканогенной толщи заметно увеличивается роль осадочных пород, фациально замещающих вулканогенные породы в восточном направлении. Разрез здесь начинается с пачки (300—400 *м*) пород основного состава, представленных роговообманковыми, пироксеновыми и миндалекаменными плагиоклазовыми порфиритами. Выше отмечается мощная пачка пород кислого состава, сложенная в основном породами дацитового и кварц-альбитофирового состава. По стратиграфическому положению ее, видимо, можно сопоставить с нижней пачкой вулканогенных пород хр. Нарымского. Однако здесь в составе ее значительным развитием пользуются осадочные породы, главным образом песчаники, количество которых возрастает в восточном направлении, где они постепенно вытесняют из разреза вулканогенные породы. Выше залегает пачка пород основного состава, представленных амфиболовыми и диабазовыми порфиритами с редкими маломощными прослоями пород кислого состава (преимущественно туфами и туффитами дацитов и кварцевых альбитофиров). В строении верхней вулканогенной толщи, обнажающейся к северу от пос. Больше-Нарымского, принимают участие породы, имеющие сходство с вулканогенными породами, развитыми в пределах хребтов Глядень и Россомажный. Здесь наиболее распространены пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклазовые порфириты.

В строении вулканогенной толщи, слагающей хребты Россомажный и Глядень, намечается тенденция к увеличению основности пород от низов к верхам разреза. Наиболее кислые разности, представленные породами дацитового, дацит-андезитового состава с широким развитием

пирокластических фаций, распространены преимущественно в низах разреза, на западных склонах упомянутых хребтов.

В начале образования андезит-базальтовой формации преобладал взрывной характер извержений. Позже, видимо, имели место преимущественно трещинные излияния лав основного и среднего состава. Многочисленные дайки диабазов и порфиритов, присутствующие в подстилающих толщах, вероятно, являлись магмаподводящими каналами этих покровов. На завершающей стадии формирования андезит-базальтовой формации локально, в районе пос. Уш-Тобе, имело место проявление вулканизма с излиянием лав кислого состава. В результате последнего образовалась сравнительно маломощная (50—60 *м*) толща, состоящая из лавобрекчий и туфов кварцевых альбитофиров и дацитов.

Суммарная мощность вулканогенных и осадочных пород формации колеблется от 1500 до 2500 *м*.

Более пестрое строение разреза андезит-базальтовой формации наблюдается в районе р. Тургусун, где к ней отнесены породы кедровской свиты. Наряду с преобладающими здесь вулканогенными породами основного и среднего состава присутствуют покровы кварцевых альбитофиров; пользуются также развитием и осадочные породы, представленные известковистыми алевролитами, туфогенными песчаниками, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. В разрезе по р. М. Тургусун, по данным Д. Г. Ажгирея, наблюдается чередование лав основного и среднего состава, диабазов, диабазовых порфиритов, андезитовых порфиритов с их туфами, причем диабазы и диабазовые порфириты доминируют в нижней части разреза, выше преобладают андезитовые разности эффузивов. Кислые эффузивы, представленные выклинивающимися покровами дацитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров, встречаются главным образом в верхней части разреза. Редкие и маломощные прослои осадочных пород — известковистых песчаников и известковистых алевролитов — наблюдались по всему разрезу. Суммарная мощность отложений, по данным Д. Г. Ажгирея, составляет здесь 6300—6500 *м*.

Пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, широко распространенные в пределах хр. Глядень, несколько меньше в пределах хр. Россомажный и в составе верхней вулканогенной толщи в Большe-Нарымском районе, это плотные массивные породы серого и зеленовато-серого цвета с крупными фенокристаллами пироксена, достигающими размера 5—6 *мм*, и зернами полевого шпата. Вкрапленники составляют от 10 до 40% объема породы, чаще 12—15%. Среди пироксеновых порфиритов выделяются две разновидности: 1) с очень крупными вкрапленниками пироксена (до 5—7 *мм*) и 2) со сравнительно мелкими зернами пироксена (0,2—0,4 *мм*). Представлен пироксен авгитом, имеющим в шлифе светло-розовато-желтую окраску. Он характеризуется следующими оптическими константами: $cNg = 45—55$; $2V = +62°$. Зерна пироксена обладают короткопризматическим габитусом, нередко корродированы и в той или иной степени замещаются вторичными продуктами, чаще всего хлоритом, до образования псевдоморфоз, сохранивших характерную для пироксена форму. Иногда по авгиту развивается светло-зеленый актинолит и тальк. Очень редко в пироксеновых порфиритах хр. Глядень встречались реликты серпентинизированных зерен оливина. Плагиоклаз во вкрапленниках пироксеновых порфиритов представлен широкотаблитчатыми зернами размером 1—3 *мм*, как правило, интенсивно

измененными, до полного замещения вторичными продуктами: эпидотом, карбонатом, цоизитом, хлоритом, мусковитом, альбитом. Местами расположение вторичных минералов подчеркивает зональное строение его зерен. Основная масса порфиритов часто мелкозернистого сложения, в ней присутствуют минералы группы эпидота, мелкозернистый авгит, лейкоксен, иголочки актинолита, хлорит, рудный минерал, редкие мелкие лейсты альбитизированного плагиоклаза. Количественные соотношения между перечисленными минералами различны. В менее измененных разновидностях плагиоклаз-пироксеновых порфиритов наблюдались реликты гиалопилитовой структуры. Из акцессорных минералов встречаются циркон, сфен, магнетит, апатит, гранат и рутил.

По химическому составу плагиоклазовые порфириты отвечают андезитам и андезит-базальтам. Пользуются наибольшим распространением в составе вулканогенных пород формации. Макроскопически это массивные и рассланцованные породы зеленого, серо-зеленого и лилового цвета, часто более темные тона окраски этих пород, по сравнению с пироксеновыми порфиритами,обусловлены их значительной хлоритизацией. Во вкрапленниках, составляющих до 30% объема, присутствуют зерна плагиоклаза размером 1—4 *мм*. Плагиоклаз замещается серицитом, хлоритом и карбонатом. В наименее измененных зернах, сохранивших полисинтетические двойники, по углу симметричного угасания в разрезах (001), номер плагиоклаза определен как 37—40. Чаще же плагиоклаз полностью деанортизированн и по основности отвечает альбиту. Встречаются зерна зонального строения с более интенсивно соссюритизированной центральной зоной. Основная масса гиалопилитовой, реже микролитовой и пилотакситовой структур сложена удлиненными лейстами плагиоклаза размером 0,1—0,4 *мм*, погруженными в хлоритовый мезостазис, с лейкоксеном, иногда с иголочками актинолита и минералами группы эпидота. Отмечались порфириты, обогащенные пылевидным гематитом. В отличие от пироксеновых порфиритов, где первое место среди вторичных продуктов занимают минералы группы эпидота, в плагиоклазовых порфиритах широким развитием пользуются хлорит, карбонат и серицит.

Амфиболовые порфириты, менее распространенные по сравнению с вышеотмеченными, наиболее характерны для нижней вулканогенной толщи района пос. Больше-Нарымского, изредка встречаются в пределах хр. Россомажного. Вкрапленники этих пород представлены зернами соссюритизированного плагиоклаза и в меньшем количестве мелкими зернами амфибола (0,5—1 *мм*). В значительно большем количестве амфибол содержится в основной массе, где он наблюдается в виде удлиненных призматических зерен размером от 0,1 до 0,3 *мм*. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и более широко распространенным актинолитом. Роговая обманка окрашена в грязно-зеленый, синевато-зеленый цвет с плеохроизмом до светло-желтовато-зеленого и очень светло-зеленого; $cNg = 20°$. Редко наблюдались сдвойникованные ее зерна. В мелкозернистой основной массе амфиболовых порфиритов присутствуют амфибол (составляющий от 25 до 60% объема), мелкозернистый альбит, эпидот, хлорит, карбонат, лейкоксен.

Афировые базальты часто встречались в пределах хр. Россомажного. Макроскопически это темно-зеленые и лиловые породы массивной и миндалекаменной текстуры. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом и кварцем. Породы характеризуются интерсертальной и

гиалопилитовой структурой, образованной беспорядочно расположенными микролитами альбитизированного плагиоклаза, иногда иголочками актинолита, мелкими зернами пироксена, погруженных в мелкозернистую массу, сложенную из вторичных минералов — хлорита, эпидота, цоизита, кальцита, лейкоксена, гематита.

Дацитовые и андезит-дацитовые порфиры развиты преимущественно в нижней части разреза вулканогенной толщи, обнажающейся в хр. Россомажном. Во вкрапленниках плагиоклаз деанортизированный, замещается серицитом, реже по нему развиваются карбонат и минералы группы эпидота. Очень редко во вкрапленниках встречаются зерна кварца. Размер вкрапленников 1—2,5 *мм*, по объему они составляют чаще около 15%. Реже встречаются породы афировой структуры. Основная масса дацитовых порфиров — фельзитовая, микропойкилитовая, андезит-дацитовых порфиров — микролитовая. Из вторичных минералов в основной массе имеют развитие хлорит, серицит, иногда зерна эпидота. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом.

Кварцевые альбитофиры встречаются в нижней вулканогенной толще, развитой вдоль Иртышского глубинного разлома, а также среди продуктов завершающей стадии в районе пос. Уш-Тобе. Вкрапленники представлены альбитом, кварцем и очень редко их гранофировыми сростками. Альбит в виде прозрачных незамутненных зерен, чаще несдвойникованных. В районе перевала Кок-Тас местами в зернах альбита отмечались пятна калиевого полевого шпата. Основная масса характеризуется фельзитовой структурой.

Лавобрекчии и туфолавы часто встречаются в кровле покровов пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов. Макроскопически от лав они отличаются пятнистой неравномерной окраской, обусловленной наличием лиловых, зеленых обломков порфиритов в темно-зеленой цементирующей массе. Обломки имеют остроугольную форму и размер от первых миллиметров до 15—20 *см*. По составу они близки к цементирующему лавовому цементу, однако последний часто отличается более широким развитием вторичных продуктов (особенно хлорита). Туфы пользуются широким развитием среди пород более кислого состава. Широко представлены туфы кварцевых альбитофиров (в районе Иртышского глубинного разлома), дацитовых и андезит-дацитовых порфиров, несколько меньше туфы андезитовых порфиритов и очень редко встречаются туфы базальтовых пироксеновых порфиритов. По структуре туфы литокристаллокластические и реже кристаллокластические. Туффиты псаммитовой и алевритовой структуры являются сравнительно малораспространенными породами: состав обломков в них аналогичен составу эффузивов, среди которых развиты туффиты. Цемент перекристаллизованный, состоит из вторичных минералов.

Субвулканические образования представлены силлами, штокообразными телами и дайками пород, петрографически и петрохимически сходными с эффузивной фацией андезит-базальтовой формации. Вмещающими являются как сами вулканогенные толщи, так и породы, подстилающие формацию, причем в последних чаще встречаются дайковые тела, образующие вытянутые пояса в северо-западном направлении. Мощность даек колеблется от 3—5 до 50—70 *м*, протяженность от первых метров до 1—2 *км*. Несколько реже в нижележащих толщах встречаются штокообразные и межпластовые залежи, местами достигающие значительных

размеров. Так, в Нарымском хребте, по р. Балгын, среди пород подстилающей туффитово-сланцевой толщи развиты крупные межпластовые тела габбро, габбро-диоритов и диабазов, почти сплошные выходы которых прослеживаются на расстоянии около 1 *км*. По составу и структуре среди субвулканических образований могут быть выделены габбро, габбро-диориты, диабазы, диабазовые порфириты, микродиориты, диоритовые порфиры, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, очень редко встречаются породы кислого дацитового состава. Наиболее распространены габбро-диориты, диабазы и плагиоклазовые порфириты. Минеральный состав пород субвулканических образований аналогичен породам эффузивной фации, некоторым отличием их является более частая встречаемость из темноцветных минералов роговой обманки, иногда присутствующей в количестве до 60—80% объема породы (в интрузиях, распространенных в вулканогенной толще, локализованной вдоль Иртышского глубинного разлома).

Петрохимически породы эффузивной и субвулканических фаций андезит-базальтовой формации сходны между собой. В целом породы андезит-базальтовой формации образуют непрерывный ряд (от платобазальтов до дацитов), близкий к средним составам нормального ряда, по Дэли. Некоторым отличием от средних составов является пониженное содержания в них щелочей (чаще выраженное в породах дацитового и андезитового состава) и повышенное содержание полевошпатовой извести (в породах андезитового и базальтового состава). В составе щелочей почти всегда преобладающим является натрий. Породы характеризуются повышенным содержанием магния (значение характеристики *m* часто достигает 50), на петрохимической диаграмме это выражено длиной векторов (рис. 38). Коэффициент железистости в породах основного и среднего состава колеблется в пределах от 36 до 64 при среднем значении 48,7, причем меньшие значения коэффициента характерны для более основных пород — пироксеновых порфиритов (36), а в породах кислого состава (дацитового) коэффициент железистости достигает 78—80.

По петрохимическим особенностям основные эффузивы андезит-базальтовой формации сходны с интрузиями габбро и габбро-диоритов первой фазы змеиногорского интрузивного комплекса. Для последних (данные К. Г. Богдановой) также является характерным пониженное содержание щелочей и повышенные значения полевошпатовой извести по сравнению со средними типами пород, по Дэли. Отмечается и пространственная приуроченность этих интрузий к районам проявления вулканизма поздневизейского — ранненамюрского времени. Все это позволяет предполагать комагматичность вулканогенных пород и, по крайней мере, части интрузий габброидов, относимых к змеиногорскому комплексу.

В породах рассматриваемой формации из рассеянных элементов почти постоянно присутствуют никель, кобальт, титан, хром, ванадий, галлий, медь, цинк, стронций, цирконий и скандий. В больших количествах, часто резко превышающих кларковые, содержатся цирконий, галлий, титан и ванадий. Содержание остальных из перечисленных элементов непостоянно, в большинстве проб элементы присутствуют в нижекларковых количествах и только меньшее число проб показывает кларковые и вышекларковые содержания (хром, медь, кобальт, никель, скандий). В некоторых пробах обнаружены барий, бериллий, свинец, иттербий, ниобий и иттрий (рис. 39).

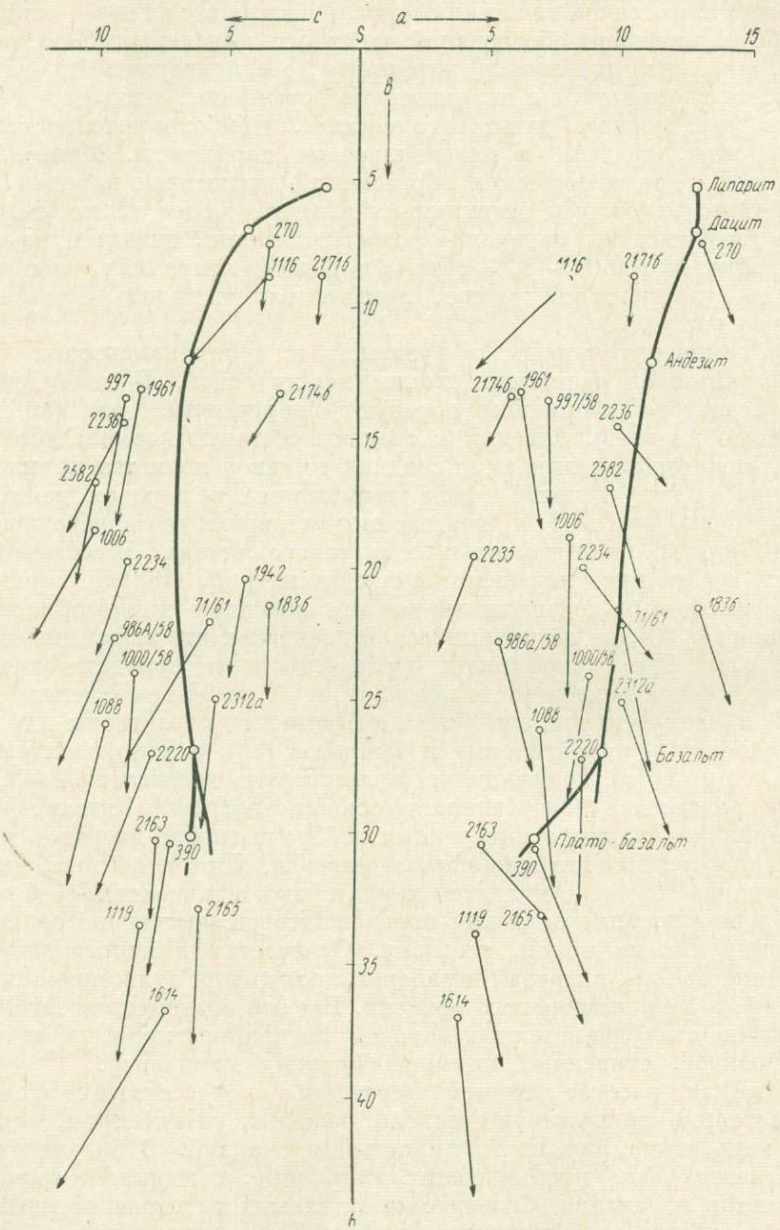


Рис. 38. Петрохимическая диаграмма пород приразломной андезит-базальтовой формации Юго-Западного Алтая

Пространственно в связи с андезит-базальтовой формацией и находящимися с ними в комагматических взаимоотношениях интрузиями габбро и диоритов ассоциируют ряд рудопроявлений, также локализованных вдоль зоны Березовского глубинного разлома. На юге к этой зоне тяготеют кварц-золоторудные рудопроявления (Теректинское, Маймырское, Нарымское), севернее большим распространением пользуются небольшие участки с полиметаллической минерализацией, большая часть из которых располагается внутри массивов габбро-диоритов (Щебнюшинское, Незаметное, Мамонтовское рудопроявления) и лишь единичные точки приурочены к вулканогенным породам рассматриваемой формации (Шлаттерско-Мякотинское). К этой же зоне тяготеет Мурзинцевская

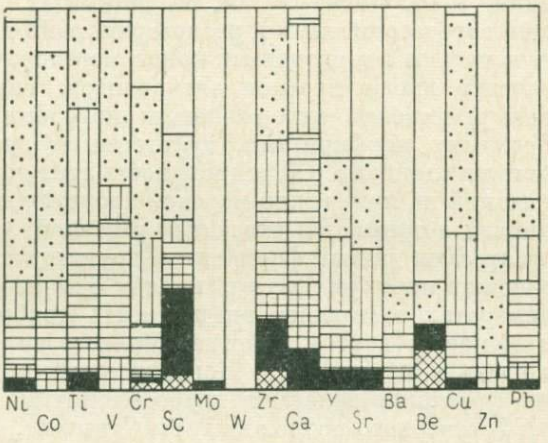


Рис. 39. Диаграмма содержания элементов-спутников в породах приразломной андезит-базальтовой формации. Условные обозначения см. рис. 26

группа полиметаллических рудопроявлений, расположенная на юге от Россомажного хребта, и Тургусунская группа рудопроявлений — на севере. Вблизи интрузивных массивов диоритов отмечаются также контактово-метасоматические рудопроявления железа. В самих вулканогенных породах андезит-базальтовой формации отмечалась рассеянная вкрапленность пирротина.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Прибрежно-морская молассовая формация распространена главным образом в Кокпектинской, Баладжальской и частично Калбинской подзонах, разделенных Чарской подзоной центрального поднятия, где слагает ядра пологих вытянутых в северо-западном направлении мульд. Эта формация фиксирует собой важный момент в истории развития региона, отражая общее воздымание Зайсанской геосинклинальной системы, когда морской режим сохранялся лишь в узком проливе на месте краевого прогиба на центральном поднятии (Баладжальская подзона) и наложенного прогиба на поднятии Восточно-Жарминской подзоны (Кокпектинский прогиб). На разделяющем их Чарском поднятии в этот период формировалась наземная молассовая формация.

Рассматриваемая формация включает в себя часть отложений, ранее относимых к кокпектинской * свите, таубинскую, турангикульскую и чакельмесскую свиты (рис. 40).

Облик прибрежно-морской молассовой формации определяют полимиктовые и туфогенные песчаники с горизонтами и линзами конгломератов, содержащих гальки разнообразных по своему составу подстилающих пород. Формация с четко выраженным размывом залегает на породах поздневизейского — раннепамюрского возраста: в пределах Кокпектинской и Баладжальской подзон — на известняково-кремнисто-песчаниковой формации, а в Калбинской подзоне — на флишоидной.

В пределах Кокпектинской подзоны состав формации на значительных площадях ее распространения не претерпевает существенных изменений. У оз. Каска-Булак, по данным Н. А. Севрюгина (1965), она сложена грубозернистыми и разнозернистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками с горизонтами конгломератов, часто валунных. Подчиненное значение имеют прослои алевролитов. Гальки конгломератов сложены преимущественно изверженными породами: габбро, диоритами, разнообразными порфиритами, туфогенными гравелитами, диабазами, кремнистыми сланцами. Общая мощность этих пород достигает 1700 *м*. Прямых указаний на прибрежно-морское происхождение осадков здесь нет. В песчаниках встречаются отпечатки растений. Однако сходство этого разреза с разрезами данной формации в других участках геосинклинали, где она содержит морскую фауну, наряду с хорошей окатанностью галек в конгломератах заставляет предполагать прибрежно-морское происхождение формации и в этом участке. Молассовая формация слагает обширную площадь в южной части Кокпектинской подзоны. Повсеместно в основании формации залегают грубообломочные породы.

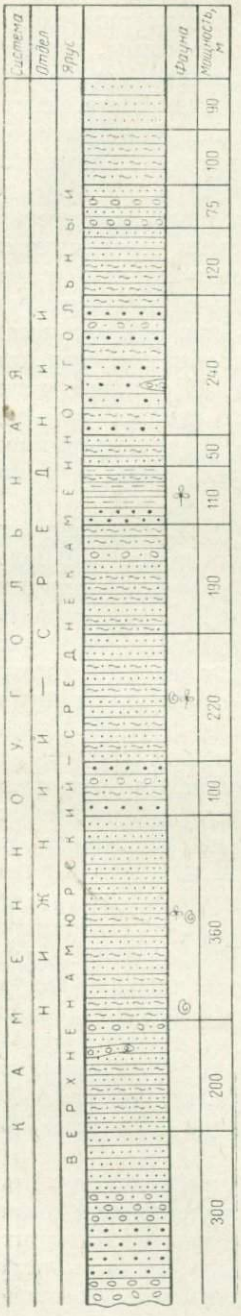
У северного подножия горы Сарыжал, в 15—16 *км* к югу от ст. Жангиз-Тобе, базальная часть формации представлена мелко- и среднегалечными конгломератами с кремнистым цементом. Размер галек 1—3 *см*, реже до 10 *см*. Сортировки в них не наблюдается. Окатанность галек выше средней. В их составе кремнистые породы, порфириты, туфопесчаники. Мощность конгломератов на этом участке от 1 до 14 *м*. Выше залегают голубовато-серые мелко- и среднезернистые туфогенные песчаники, быстро сменяющиеся темно-серыми хрупкими плитчатыми алевролитами с линзами и конкрециями темных тонкозернистых известняков с обильными остатками разнообразной фауны: брахиопод, пелеципод, трилобитов, криноидей и отпечатками фрагментов растений. Мощность этой части разреза около 250 *м*. Выше залегает примерно такой же мощности пачка серых мелкозернистых туфопесчаников, по простиранию переходящих в голубовато-серые среднезернистые туффиты, и перекрывающихся чередующимися туфопесчаниками и алевролитами. Мощность формации на этом участке около 500 *м*.

На юго-западных склонах гряды Жумагул роль конгломератов в нижней части разреза формации резко возрастает. Здесь конгломераты с видимым согласием перекрывают нижненамюрские отложения, однако размыв

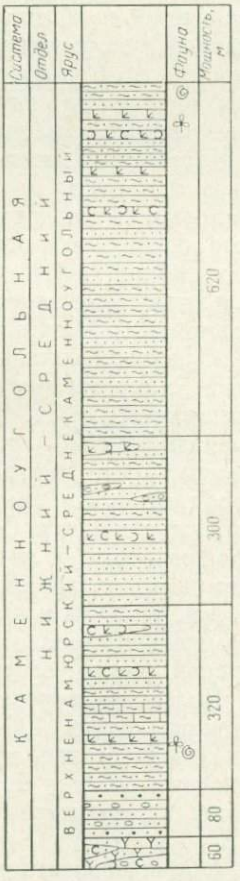
---

* К этой формации здесь отнесена та часть отложений (выделяемая ранее Г. И. Сократовым и Н. А. Севрюгиным) кокпектинской свиты, которая охарактеризована намюрско-среднекаменноугольной фауной и залегает с базальными конгломератами в основании на отложениях верхнего визе — намюра.

Таубинская свита
горы Дельбегетей
(по данным А.Х. Кагарманова)



Турангикульская свита
горы Аркаул
(по данным А.Х. Кагарманова)



Чекельмес
(по данным А.Х. Кагарманова)

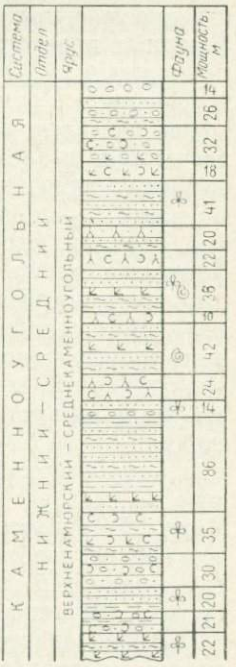


Рис. 40. Разрезы прибрежно-морской молассовой формации.
Условные обозначения см. рис. 3

в основании конгломератов устанавливается достаточно четко. Конгломераты среднегалечные, часто валунные. Размер галек 10—20 *см*, реже до 40—50 *см*, окатанность хорошая. Форма их чаще уплощенная, нежели округлая. Состав галек разнообразный: прежде всего характерны изверженные породы кислого состава (гранодиориты, альбит-порфиры, гранит-порфиры, биотитовые граниты, диориты), а также различные порфириты и их туфы, голубовато-серые сливные туффиты и полимиктовые песчаники их подстилающих нижненамюрских отложений. Заполняющий материал конгломератов — серые мелко- и среднезернистые полимиктовые и туфогенные песчаники. Мощность конгломератов от 50—60 до 500 *м*. Выше конгломератовой толщи в разрезе залегает толща мощностью до 1400 *м*, сложенная полимиктовыми и туффитовыми песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Конгломераты встречаются и в этой толще, но здесь они менее выдержаны по простиранию и мощности и слагают линзы протяженностью до 1,5—2 *км* при мощности до 30—40 *м*. По всему разрезу толщи встречается разнообразная морская фауна: брахиоподы, криноидеи, мшанки, пелециподы. К нижней части толщи приурочен прослой каменных углей, вскрытых скважинами под покровом кайнозойских отложений в долине р. Боко. Разрез формации в этом участке венчается пачкой однородных темно-серых, реже табачно-зеленых алевролитов мощностью до 600 *м*.

Прослеживая формацию далее на юго-восток, можно убедиться, что она не испытывает существенных изменений в своем составе. В юго-западных предгорьях горы Каражал в нижней части разреза формации, по данным В. Ф. Чугунова, залегают крупногалечные конгломераты и гравелиты с редкими прослоями грубозернистых песчаников. Мощность толщи достигает 200 *м*. Выше наблюдается переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов, в нижней части содержащих прослои конгломератов мощностью до 30 *м* и линзы известняков с морской фауной, а выше по разрезу — покровы порфиритов. Общая мощность толщи 2000 *м*.

Далее к юго-востоку, в районе Кокпекты и Романовки, в составе формации также отмечаются покровы роговообманково-пироксеновых, пироксен-андезитовых порфиритов. К. Т. Куликовский указывает на наличие в составе галек конгломератов — известняков нижнего девона, порфиритов коконьской свиты, гранодиоритов и кварцевых диоритов. По отдельным выходам пород палеозоя среди кайнозойских отложений эта формация может быть прослежена и в Северном Призайсанье. Здесь нижняя часть формации сложена толщей конгломератов, нередко валунных, грубозернистых полимиктовых песчаников и туффитов, обнажающейся на горе Чакальмес (см. рис. 40) и в западной части гор Джуван-Кара. В единичных маломощных прослоях алевролитов содержатся остатки разнообразной морской фауны: брахиопод, пелеципод, трилобитов, криноидей, гастропод. По всему разрезу встречаются отпечатки растений. Мощность этой толщи около 400—500 *м*.

Выше залегает толща полимиктовых и туфогенных песчаников с прослоями алевролитов, содержащих остатки брахиопод, пелеципод и гониатитов. В разрезе обеих толщ встречаются прослои туфов и горизонты порфиритов мощностью до 5—6 *м*. Наличие этих прослоев, состав конгломератов, остатки фауны и флоры позволяют параллелизовать охарактеризованную часть формации с морской молассовой формацией Калбы, но, в отличие от последней, разрез формации в Северном Призайсанье

венчается вулканогенной толщей, аналогов которой в других разрезах не обнаружено. Эта толща сложена андезитовыми, андезит-базальтовыми порфиритами, туфолавами среднего состава с единичными горизонтами осадочных пород. В толще встречаются единичные отпечатки растений. Мощность ее около 800 *м*.

Таким образом, общая мощность отложений прибрежно-морской молассовой формации в Северном Призайсанье достигает 1800—1900 *м*.

Характерные черты формации в юго-западной части Зайсанской геосинклинали: терригенный, в нижней части преимущественно грубообломочный состав (конгломераты, грубозернистые песчаники), известковистость пород (известковистые конкреции, известковистые алевролиты и песчаники в виде отдельных пропластков, редко — линзы известняков), массивная, реже тонкая параллельная слоистость, наличие вулканогенного, реже пирокластического материала, отсутствие заметной закономерности в чередовании слоев и их невыдержанность по простиранию и, местами, углистость пород.

Разрез молассовой формации в северо-восточной части Западно-Калбинской зоны (Баладжальская подзона) практически близок к тем разрезам, которые были приведены выше. Здесь молассовая формация наиболее полно изучена в районе горы Дельбегетей. Нижняя ее часть, по данным Н. А. Севрюгина (1965), представлена зеленовато-серыми и бурыми конгломератами (350 *м*) с гальками серпентинита и измененных ультраосновных пород, габбро, плагиогранитов, спилитов миндалекаменных и диоритовых порфиритов, известняков, песчаников и кремнистых сланцев, а выше серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками мощностью 450 *м* с линзой известняка, содержащего фауну. Общая мощность этой части формации, по разным данным, от 800 до 2000 *м*. Залегающая выше часть формации может быть разделена на три толщи. Нижняя толща сложена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками серого и темно-серого цвета с прослоями и линзами гравелитов и горизонтами темно-серых алевролитов. В основании разреза залегают конгломераты (20—80 *м*) с гальками песчаников, известняков, алевролитов и эффузивов. В гальках известняков содержится фауна, указывающая на поздневизейский — ранненамюрский возраст размывающихся известняков. В гравелитах, выходящих выше по разрезу, обломки обычно представлены эффузивами и кремнистыми алевролитами. Общая мощность этой части разреза около 860 *м*. Средняя толща (мощностью 570 *м*) сложена чередующимися пачками обычно мелкозернистых песчаников и темных алевролитов. Встречаются единичные прослои гравелитов (мощностью до 10—15 *м*). Разрез формации венчают разнозернистые полимиктовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и пачками алевролитов мощностью до первых десятков метров. Эта толща мощностью 600 *м* в нижней части содержит прослой (около 6 *м*) мелко- и среднегалечных конгломератов. Состав галек: гранодиориты, диориты, песчаники, алевролиты, эффузивы, кварц. Мощность отложений формации на этом участке от 3000 до 4000 *м*.

В нижней и средней частях формации встречаются отпечатки брахиопод, пелеципод, гониатитов, а также более обильные отпечатки фрагментов растений; в верхней толще встречен отпечаток одиночного коралла, в алевролитах нередко наблюдаются следы ползания илоедов — червей. В верхней части формации отмечаются углистые породы. Несколько иной

тип разреза прибрежно-морской молассовой формации развит у северо-восточной границы Западно-Калбинской структурно-формационной зоны, местами даже в пределах Калба-Нарымской зоны. В районе Джусалы (к югу от гор Монастыри) это преимущественно песчаниковая толща с единичными прослоями углисто-глинистых сланцев. Далеко не полная ее мощность около 600 *м*. Толща охарактеризована гониатитовой фауной. Более полно этот тип разреза удается наблюдать на водоразделе рек Аганакты — Кызыл-Су. Здесь в нижней части (около 300 *м*) формации залегают серые и темно-серые мелко-неравномернозернистые массивные полимиктовые песчаники и кварц-полевошпатовые песчаники с единичными пропластками темно-серых неслоистых алевролитов мощностью до 0,5 *м*, реже глинистых сланцев. Местами наблюдаются осадочные брекчии. Встречаются единичные быстро выклинивающиеся прослои (от 0,5 *м* до первых метров) гравелитов, содержащих гальки алевролитов, реже кварца и кремнистых пород. Выше залегает толща (200 *м*) серых массивных кварц-полевошпатовых песчаников, чередующихся с черными и темно-серыми, иногда слоистыми алевролитами, быстро переходящими в глинистые сланцы. Иногда в песчаниках видна неясная косая слоистость. По всему разрезу наблюдаются пропластки песчаников мощностью до 0,5 *м*, переполненных растительным детритом. В единичных прослоях алевролитов содержатся остатки посидоний. Общая мощность формации на этом участке около 500 *м*.

В верховьях р. Кызыл-Су (ближе к Западно-Калбинскому разлому) породы формации заметно углисты, что не характерно для более южных разрезов. Особенностью этих разрезов является отсутствие в них конгломератов, обычно присущих молассовой формации, туфогенного материала значительно меньше, покровов порфиритов нет.

Промежуточный тип разреза наблюдается в западной части горы Аркаул. Здесь нижняя часть формации сложена конгломератовидными туфами порфиритов, переходящими в конгломераты, содержащими преимущественно хорошо окатанные гальки кремнистых пород, гранодиоритов, плагиогранитов. Мощность их около 50—60 *м*. Выше наблюдаются серые и темно-серые грубо- и среднезернистые полимиктовые песчаники с линзами гравелитов, в средней и верхней части толщи с прослоями алевролитов, иногда известковистых, порфиритов и их туфов. Общая мощность 700 *м*. По всему разрезу встречаются остатки морской фауны, флоры. Разрез формации венчает пачка (620 *м*) темных массивных алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников, порфиритов среднего состава и их туфов мощностью до первых десятков метров. В алевролитах содержатся остатки брахиопод, морских пелеципод и отпечатки фрагментов растений. В алевролитах верхней части формации отмечается углистость. Общая мощность формации около 1400 *м*.

Морские условия формирования молассовой формации совершенно определенно устанавливаются по обильным находкам в соответствующих отложениях обильных остатков типичной стеногалинной фауны.

Разнообразие органических остатков и грубообломочный литологический состав (преимущественно для нижней части формации) отложений указывают на мелководные условия осадконакопления. Так как рассматриваемый морской пролив был достаточно узким, то растительные остатки, выносимые в море с континента, не успевали разрушиться в процессе переноса и отлагались вместе с морскими осадками и с морской

фауной, чем объясняются обильные остатки флоры и растительного детрита в отложениях молассовой формации.

Изучение пространственного распространения молассовой формации позволяет предполагать, что она накапливалась после кратковременного перерыва в проливе, который протягивался в виде рукава шириной от 5 до 15 *км* от района низовьев р. Шаган на юго-восток через горы Дельбегетей, район Кокпекты и далее в Зайсанскую впадину. Чарский антиклинорий в начале этого времени существовал в виде острова, разделявшего этот пролив на две части. На снос обломочного материала с Чарского антиклинория указывает ориентировка галек конгломератов в нижней части молассовой формации в районе горы Дельбегетей. Во вторую половину эпохи накопления молассовой формации антиклинорий испытывает опускание, превращаясь в область наземного осадконакопления. Основные же области сноса обломочного материала, судя по литологическому составу пород и ориентировке галек конгломератов, находились в пределах Жарминских и Калбинских подзон. Судя по присутствию галек гранодиоритов в базальных слоях молассовой формации, интрузивные массивы такого состава уже были вскрыты к этому времени эрозионными процессами. На интенсивность эрозионных процессов указывает также наличие в конгломератах галек нижневизейских и даже девонских пород (К. Т. Куликовский). В это время области поднятия, окружавшие этот межгорный прогиб, уже в значительной мере были снивелированы, что фиксируется отсутствием конгломератов в верхней части формации, преобладанием тонкообломочных пород. Отсутствие грубообломочных пород к северо-востоку от Чарского поднятия, вероятно, объясняется относительно низким гипсометрическим положением центральной части горного сооружения, существовавшего на месте Калбинской подзоны, и, следовательно, слабым развитием здесь денудационных процессов.

Накопление пород молассовой формации в юго-западной периферии прогиба происходило более интенсивно, на что указывают большие мощности отложений формации и обилие грубообломочных пород в разрезах. Формирование прогиба иногда сопровождалось появлением расколов, по которым происходили излияния покровов порфиритов. Наиболее интенсивно это проявилось в заключительную стадию формирования молассовой формации в самой восточной части межгорного прогиба, где мощность вулканогенных отложений, венчающих разрез формации, достигает 800 *м*. Для морской молассовой формации характерно также наличие в ее составе углистых пород и, местами, прослоев углей; последние в Кокпектинской подзоне тяготеют к Боконьско-Кокпектинскому разлому, т. е. к соседнему Чарскому островному поднятию. Крупные перерывы в осадконакоплении и фазы складчатости, имевшие место перед и после формирования прибрежно-морской молассовой формации, а также накопление ее в морских условиях позволяют говорить об образовании ее в эпоху переходную — от средней к поздней стадии, хотя рассматривается она в разделе формаций средней стадии.

ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕЙ СТАДИИ

НАЗЕМНАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Почти одновременно с морской молассоидной формацией в отдельных участках подзон антиклинорного развития накапливались наземная молассовая формация. Эта формация включает в себя отложения буконьской и малоульбинской свит. Облик формации определяется обломочным составом слагающих ее пород, их углистостью и обилием в разрезах формации растительных остатков. Эта формация наиболее широко распространена в южной части Чарской подзоны. В бассейне верховьев р. Шегелек наземная молассовая формация налегает с резким структурным несогласием на породы позднего визе — раннего намюра. Отложения, включаемые здесь в ее состав, по данным В. Ф. Чугунова, подразделяются на четыре части. Нижняя толща сложена ритмически чередующимися разнозернистыми песчаниками и алевролитами с невыдержанными по простиранию горизонтами конгломератов и гравелитов. Базальные слои, выполняющие неровности поверхности размыва подстилающих пород мощностью от первых метров до десятков метров, представлены конгломератами, местами замещающимися аркозовыми песчаниками. Карманы размыва обычно выполнены неокатанным и плохо отсортированным материалом (Г. И. Сократов). Отмечается тесная зависимость цвета и состава обломочного материала от таковых подстилающих пород, обнажающихся в непосредственной близости от базальной пачки. Аркозовые песчаники, по данным Г. И. Сократова, сложены обломками кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза. Подчиненное значение имеют обломки различных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Часто встречаются обломки зерен биотита и мусковита, зерна апатита, циркона, сфена, граната, ильменита. Мощность толщи 430 *м*.

Вторая толща мощностью 300 *м* характеризуется преобладанием серых полимиктовых песчаников. Третья толща (400—450 *м*) сложена главным образом мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и темно-серыми алевролитами. Для нее характерна выдержанность литологического состава пород по простиранию. Прослои алевролитов и песчаников достигают 20—30 *м*. Иногда отмечается ритмичное переслаивание песчаников (мощности прослоев до 10 *м*) и алевролитов (мощности прослоев до 3 *м*). Разрез формации венчается толщей (300—320 *м*) конгломератов, средне- и грубозернистых песчаников, в верхней части сменяющихся алевролито-сланцевой пачкой. Общая мощность формации на этом участке около 1600 *м*. В верхней части формации близ пос. Малая Буконь наряду с прослоями черных углисто-глинистых сланцев встречено несколько линзовидных пластов каменного угля и горизонты известняков. В различных частях охарактеризованного разреза встречаются обильные растительные остатки. Формация сохраняет свое строение и на площади, располагающейся западнее р. Шагелек.

В западной части Чарской подзоны разрез наземной молассовой формации несколько меняется. Здесь она может быть разделена на две толщи. В основании нижней толщи залегают конгломераты и гравелиты, мощность которых по мере продвижения от р. Даубай к р. Боко увеличивается от 20 до 300 *м*. Налегание их на подстилающие породы наблюдается лишь в районе левобережья р. Даубай. Здесь базальная пачка мощностью

60—70 *м*, сложенная среднегалечными конгломератами и гравелитами, залегает на трещиноватых красно-фиолетовых породах аркалыкской свиты. Ширина зоны повышенной трещиноватости и красно-фиолетовой окраски достигает 50—80 *м*. По мере удаления от контакта в глубь распространения подстилающих пород они приобретают нормальный облик. Это, по-видимому, объясняется тем, что повышенная трещиноватость и красный цвет пород являются результатом процессов древнего выветривания, а сами породы, на которые налегают базальные конгломераты молассовой формации, представляют собой намюрскую кору выветривания, сохранившуюся от размыва. По мере продвижения на запад в составе галек базальных конгломератов появляются гранитоиды и порфириты. Выше базальной пачки залегают мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, алевролиты, глинистые алевролиты, углистые алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся друг с другом. В песчаниках иногда наблюдается отчетливая косая слоистость. Общая мощность всей нижней толщи ориентировочно оценивается в 1400 *м*. Верхняя толща молассовой формации в междуречье Даубая и Боко сложена алевролитами, глинистыми сланцами, чередующимися с полимиктовыми песчаниками мелко-, средне-, реже крупнозернистыми. В песчаниках и алевролитах наблюдается горизонтальная тонкая слоистость, реже неясная косая разнонаправленная слоистость. Отличие этой толщи от нижней заключается в отсутствии конгломератов и гравелитов и относительно меньшем количестве песчаников. Общая мощность толщи ориентировочно оценивается в 600 *м*. Мощность же всей молассовой формации в этом районе составляет около 2000 *м*. В различных частях разреза этой формации встречаются растительные остатки.

Следующая область распространения наземной молассовой формации располагается в южной части Иртышской подзоны Калба-Нарымской структурно-формационной зоны, юго-западнее оз. Марка-коль. Здесь нижняя часть разреза формации, по данным Д. П. Аврова и Е. В. Шуликова, представлена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, гравелитами с редкими линзами конгломератов. Мощность этой толщи около 730 *м*. Выше залегает толща (600 *м*) конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников и углисто-глинистых сланцев. В конгломератах и гравелитах встречаются гальки эффузивов, кварцевых порфиров, габбро, диабазов, амфиболитов и биотитовых плагиогранитов. В песчаниках и алевролитах содержатся остатки флоры.

Крупной областью развития наземной молассовой формации является область, располагающаяся в пределах Алейской подзоны Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны. Здесь отложения, включаемые в эту формацию, наиболее полно изучены М. Ф. Микуновым (1961). В восточной части Алейской подзоны, в бассейне левых притоков р. Ульбы, базальные горизонты формации сложены среднезернистыми косослоистыми кварцевыми песчаниками. Выше залегают черные углистые аргиллиты и темно-серые полосчатые алевролиты с прослоями песчаников и линзами гравелитов. Гальки в них сложены слабоокатанными обломками аргиллитов и алевролитов самой малоульбинской свиты, сцементированными углисто-глинистым цементом, что указывает на внутриформационный характер размывов. Среди аргиллитов отмечаются пропластки сажистых углей мощностью в несколько сантиметров. Мощность формации здесь

около 150 *м*. Гипсометрически и, вероятно, стратиграфически выше залегает вулканогенная толща, но характер взаимоотношения ее с подстилающей осадочной толщей недостаточно ясен.

В юго-западной части Алейской подзоны, близ с. Горно-Ульбинка, состав формации несколько иной. Здесь ее облик определяют конгломераты, серые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов. Общая мощность их около 400 *м*. В составе галек конгломератов размытые подстилающие породы турне и раннего визе, а также вулканогенные породы позднего девона. Далее на северо-запад вдоль западной периферии Алейской подзоны состав формации сохраняется. Она сложена песчаниками, аргиллитами, конгломератами, серыми алевролитами с тонкими прослоями углей, но в некоторых местах в верхней части формации отмечаются горизонты туфогенных песчаников и туфов кислого состава. Мощность формации около 300 *м*. По данным П. Ф. Иванкина и В. С. Кузебного (1960), гальки конгломератов представлены осадочными и вулканогенными породами позднего девона, распространенными в непосредственной близости от участков развития формации. Часто конгломераты плохо отсортированы, что указывает на незначительный перенос обломочного материала. Любопытно, что в составе галек конгломератов не встречены нижнепалеозойские породы, развитые в ядре Алейского антиклинория и метаморфические породы, характерные для Иртышской зоны смятия. Очевидно, ко времени формирования рассматриваемых отложений эти породы еще не были вскрыты денудационными процессами.

Анализ приведенного материала позволяет установить некоторые особенности накопления наземной молассовой формации. Несогласие в основании этой формации проявлено гораздо резче, чем в районах распространения морской молассовой формации, перерыв перед формированием наземной формации был более длительным, а тектонические движения в этот момент отличались большей контрастностью, чем в подзонах синклинорного развития. В Калбе этот перерыв не улавливается по палеонтологическим данным, но зато в Южном и Рудном Алтае этот перерыв, видимо, охватывал поздневизейское и ранненамюрское время. В пределах Чарской подзоны перед накоплением наземной молассовой формации рельеф местами, возможно, был пенепленизирован, что могло привести к формированию коры выветривания на породах верхнего визе — намюра и на массивах гранитоидов. Именно за счет переотложения продуктов начальных стадий выветривания гранитоидов могли образоваться аркозовые песчаники. Наземные условия накопления пород рассматриваемой формации не вызывают сомнений. На это указывают повсеместные находки флоры, нередко имеющей хорошую сохранность. Однако, судя по данным В. Ф. Чугунова о наличии в разрезе формации в пределах Чарской подзоны линз криноидных известняков, имели место кратковременные проникновения моря и в этот район. В пределах Алейской и Иртышской подзон осадконакопление происходило в условиях озерно-болотных, возможно, речных водоемов, а в Калбе — на прибрежной равнине, располагавшейся в южной части Чарского островного поднятия. Наличие растительных остатков и характер флоры указывают на умеренный влажный климат. Следовательно, учитывая вышесказанное, регионы Алтая и Калбы в средне-позднекаменноугольное время относились к северной умеренно-влажной зоне (Страхов, 1960).

В отдельных участках Зайсанской складчатой области распространен комплекс отложений, сходный по своему составу и условиям формирования с породами наземной молассовой формации. На этом основании они включаются в состав этой формации, хотя возраст их несколько моложе (верхи среднего карбона — поздний карбон), а взаимоотношений с рассмотренным выше комплексом отложений нигде не наблюдается. Сюда относится голубовская свита Южного Алтая. Аналоги ее по флоре известны близ с. Белокаменка в Алейской подзоне, у рудника Бакырчик в Западно-Калбинской зоне, на левобережье р. Чаган и на северном склоне Нарымского хребта. У с. Голубовка в нижней части этого комплекса выделяется толща грубо- и среднезернистых песчаников с отдельными пачками алевролитов, местами — с базальными конгломератами в основании, несогласно налегающими на отложения турне. Выше залегают темно-серые алевролиты и черные глинистые сланцы с пачками тонколистоватых углисто-глинистых сланцев и прослоями каменного угля. Общая мощность этих пород около 400 *м*.

У Белокаменского месторождения состав толщи аналогичен, но здесь местами отмечаются мощные пачки крупно- и мелкогалечных конгломератов с гальками эффузивов, кремнистых пород и песчаников. Это можно объяснить тем, что указанная толща формировалась в непосредственной близости от Иртышской подзоны.

НАЗЕМНАЯ ДАЦИТ-ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ

К дацит-трахиандезитовой формации отнесены мощные вулканогенные образования поздненамюрско-среднекаменноугольного возраста, распространенные в пределах Жарма-Саурской зоны и относимые в различных частях региона к кенсайской, кайгенбулакской и вулканогенным аналогам буконьской свиты и слагающие ядра пологопостроенных мульд. Обломочные осадочные породы в составе этих образований играют весьма подчиненную роль. Наибольшим распространением рассматриваемые вулканогенные образования пользуются в Северо-Саурской подзоне, в Кендерлыкской, Джеминейской, Кайгенбулакской мульдах. Ограниченно распространены они в Южном Сауре и северо-западной части Жарминской зоны. Ими сложена очень узкая и протяженная Саркульская грабен-синклиналь, а также небольшие площади южнее и юго-восточнее Серектасского гранитоидного массива и северо-восточнее Кандыгатайских гор. Здесь в составе формации значительное участие принимают конгломераты и песчаники, залегающие в основании разреза.

Рассматриваемые образования лучше всего изучены в Сауре, где они представлены эффузивами и туфами трахиандезитового, дацитового, андезит-базальтового и реже дацит-липаритового состава. Их общая мощность достигает 2500 *м*. В пределах Саура породы формации распространены крайне неравномерно, фациально они также очень изменчивы. Максимальное площадное развитие и наибольшие мощности характерны для Северо-Саурской подзоны, где вулканогенные образования характеризуются наибольшей пестротой петрографического состава и фациальных разновидностей. В Южно-Саурской подзоне однообразные по петрографическому составу и фациям вулканогенные образования формации имеют

небольшую мощность при весьма ограниченном площадном распространении. Видимо такая неравномерность в распределении вулканических продуктов в пределах Саура, обусловленная различиями в условиях проявления вулканизма, была предопределена предыдущей историей этого района и тектоническим его строением. В пределах Северо-Саурской подзоны накопление вулканогенных толщ происходило в наложенных мульдах, возникших в результате дифференциальных движений в среднепалеозойском фундаменте, разбитом на блоки по структурным линиям продольных — северо-западных направлений и поперечных — северо-восточных направлений. В Южно-Саурской же подзоне вулканогенные толщи накапливались в узких прогибах северо-западных направлений. Образование дацит-трахиандезитовой формации протекало в течение трех главных стадий, которым соответствуют три серии вулканогенных образований, отличающихся друг от друга возрастом, распространенностью, фациальными и петрографическими особенностями: первая — существенно пирокластическая дацит-андезитовая; вторая—эффузивно-пирокластическая трахиандезитовая и андезит-базальтовая и третья — эффузивно-пирокластическая дацит-липаритовая. Из них вторая серия, соответствующая стадии наибольшего развития вулканизма, наиболее распространена.

Первая серия. Вулканогенные образования дацит-андезитовой серии широко распространены исключительно в Северо-Саурской подзоне. Наиболее полные разрезы вулканогенных образований серии (кенсайская свита — Клейман, 1962) известны по юго-западному обрамлению Кендерлыкской мульды. По направлению на север и на юго-запад происходит постепенное выклинивание вулканогенных образований с отчетливым фациальным замещением преимущественно терригенно-обломочными. Максимальная мощность серии достигает 800—1000 *м*. Нижняя часть ее представлена кластолавами и туфолавами дацитовых порфиров, образующими быстро выклинивающиеся покровы около жерловой фации. Эта часть серии мощностью до 100—200 *м* весьма часто сопровождается грубовалунными туффит-конгломератами, залегающими в основании. Базальные слои распространены исключительно в центральной полосе дацит-андезитовой серии. На юг и на север от этой полосы общей шириной около 5—6 *км* кластолавы дацитового состава выклиниваются и замещаются мелкообломочными туфами андезитов (при сохранении в базальных слоях грубовалунных конгломератов и аркозов). Верхняя часть серии образована вулканитами преимущественно андезитового состава с резко преобладающими пирокластическими фациями. В низах андезитовой туфовой пачки (в центральной полосе дацито-андезитовой серии) имеются единичные маломощные покровы оливиновых базальтовых порфиритов с плохо выраженной столбчатой отдельностью. По направлению на север и юг в туфовой пачке получают значительное распространение яснослоистые, обычно тонкообломочные, терригенно-осадочные породы. Распространение вулканогенных фаций дацит-андезитовой серии определяется положением вулканических аппаратов. Последние приурочены к линейной зоне разломов, проходящих в 8—10 *км* севернее пограничного Северо-Монракского близширотного глубинного разлома, параллельно последнему. Зона локализации вулканических аппаратов дацит-андезитовой серии протягивается от междуречья Обайлы и Кендерлык до верховьев р. Кайгенбулак, составляя около 30 *км*. Видимо здесь существовали мелкие вулканы центрального типа, с которыми связаны покровы

дацитовых кластолав. Вулканические аппараты дацитов имели незначительных размеров (первые метры) подводящие каналы, имеющие форму уплощенных вертикальных трубок; они выполнены флюидальными со столбчатой отдельностью среднеобломочными кластолавами дацитов с незначительной примесью обломков более древних (среднепалеозойских) интрузивных, эффузивных и осадочных пород. На более высоком эрозионном срезе, к центральным частям вулканов приурочены экструзивные купола, имеющие мощность до 25—30 *м* при поперечнике до 120—150 *м*. Экструзивные купола сложены более мелкообломочными разностями тех

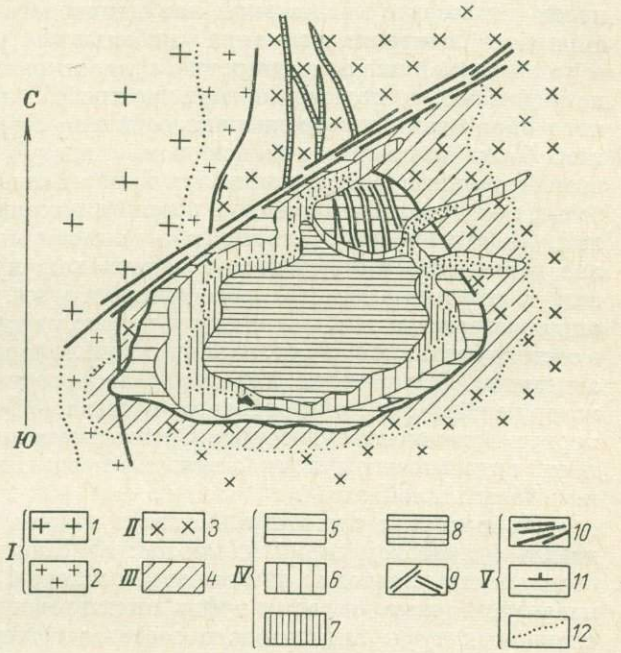


Рис. 41. Строение некка базальтов нижней серии трахидацит-трахиандезитовой формации (в бассейне р. Караторгайбулак)

1 — гранодиориты Саурского комплекса; *2* — мелкозернистые аплитовидные граниты; *3* — сиенит-диориты; *4* — брекчированные и карбонатизированные сиенит-диориты; *5* — плагиоклазовые порфириты полифировые; *6* — базальтовые афириты; *7* — флюидальные базальтовые порфириты; *8* — базальтовые порфириты с шаровой отдельностью; *9* — прожилки стекловатых пород; *10* — зона надвига; *11* — резкие интрузивные контакты с элементами залегания; *12* — фациальные границы

же кластолав, по периферии резко уменьшающихся в мощности (до 5—15 *м*) с неясными границами переходящих в более рыхлые туфолавы дацитового состава; они нередко содержат андезитовые лапилли и мелкие бомбы. Судя по характеру переслаивания подобных туфолав с тонкообломочными туффитами и туффит-песчаниками полевошпатового состава, можно предполагать неоднократное возобновление эруптивной деятельности вулканов дацитового состава, завершившихся внедрением экструзивного тела дацитов.

Кроме того, здесь имеются глубоко эродированные некки базальтовых порфиритов и оскольчатых лав андезитового состава. Некки базальтовых порфиритов соизмеримы с подводящими каналами дацитовых вулканов, отличаясь от последних более совершенной геометрической формой (по форме — правильный цилиндр с диаметром 5—10 *м*). Падение некков вертикальное или близкое к нему. Центральная часть некков сложена существенно лабрадоровыми (рис. 41) базальтовыми порфиритами с четкой шаровой отдельностью; в краевых частях некка наблюдаются маломощные (до 0,8—1,0 *м*) зоны эруптивных брекчий: в стекловатом базальте

содержатся многочисленные, разнообразные по форме и размерам обломки вмещающих некк пород. Некки андезитового состава имеют в плане эллиптические сечения в сотни метров в поперечнике. Эти некки выполнены плотными афировыми коричневато-фиолетовыми андезитами с оскольчатой отдельностью. Они располагаются в поле развития туфовой андезитовой пачки дацит-андезитовой серии. Экструзивные купола и некки дацитового, базальтового и андезитового состава располагаются близко друг от друга, но тем не менее пространственно разобщены.

На основании вышеизложенного можно представить последовательность формирования дацит-андезитовой серии. Вулканогенная деятельность началась с извержений лав дацитового состава из вулканических аппаратов центрального типа небольших размеров, локализованных в узкой линейной зоне широтного простирания, некогда приуроченной, по-видимому, к подножию горного хребта, лежащего южнее и сложенного образованиями среднепалеозойского структурного яруса. Извержения были не очень интенсивными, неоднократными и сформировали незначительные толщи кластолав и перемытых туфов (деятельность грязевых потоков). Присутствие в верхних покровах туфолав дацитов, лапиллей, андезитов свидетельствует о возможной синхронности извержений лав дацитового и андезитового состава при некотором опоздании последних и пространственной разобщенности их. Последнее предположение оправдывается и тем, что к югу и к северу от полосы дацитовых вулканов в составе базальной пачки, наряду с конгломератами, присутствуют и туфы андезитов. Извержение лав дацитового состава сменилось интенсивным извержением лав андезитового состава, сформировавшим в основном первую вулканогенную серию. С начальным периодом эруптивной деятельности андезитовых вулканов связаны незначительные по масштабу излияния базальтовой лавы.

Характерными чертами внешнего облика вулканогенных образований дацит-андезитовой серии являются: а) флюидальность и тонкоплитчатая отдельность кластолав дацитового состава; б) вишнево-красные и коричнево-фиолетовые окраски туфов андезитового состава; в) «оскольчатые» спекшиеся туфы андезитового состава; г) весьма неровные поверхности подошв покровов туфов и остатки в них стволов древесины. Наиболее характерными вторичными изменениями являются: 1) цеолитизация и карбонатизация дацитовых кластолав; 2) интенсивная гематитизация туфов андезитового состава.

Вторая серия вулканогенных образований, имеющая благодаря своему широкому распространению определяющее значение для всей формации, представлена лавами и туфами трахиандезитов, андезитов, андезит-базальтов и дацитов. В составе серии устанавливаются две пачки: нижняя — собственно трахиандезитовая, верхняя — существенно андезит-базальтовая. Вулканогенные образования второй серии характеризуются неравномерностью распространения, также изменением мощности. Наиболее полно эта серия охарактеризована на северных склонах хр. Сайкан; к югу и западу от этих мест происходит резкое уменьшение мощности собственно трахиандезитовой пачки и возрастание мощности андезит-базальтовой пачки. В этом же направлении происходит и изменение фациального состава вулканогенных образований серии. Если в северной части района преобладают пирокластические фации (туфы, туфолавы, лавоагломераты, туфобрекчии) в разрезе обеих пачек, то в направлении

на юг и запад в разрезах преобладающее значение приобретают эффузивы (в верховьях р. Кайгенбулак, в бассейне среднего течения р. Уйдине, в горах Кара-Адыр). Максимальные мощности второй серии составляют 1200—1300 *м* в хр. Сайкан; 1000—1100 *м* — по р. Кайгенбулак; 1100—1200 *м* в горах Кара-Адыр; 800 *м* — по р. Касуксу; 600—700 *м* — по р. Чаган-Оба. Начало формирования вулканогенных образований второй серии фиксируется появлением эффузивных разностей нижней пачки в Южно-Саурской зоне: по р. Касуксу и р. Чаган-Оба.

Для первой пачки в целом отмечается наличие ритмичного строения, выраженного сменой маломощного нижнего члена ритма, сложенного туффит-осадочными породами, дацитами и еще выше трахиандезитами. Нужно отметить, что нижние члены ритмов имеют незначительные мощности: соотношение туффитов и дацитов к трахиандезитам составляет примерно 1 : 5. На отдельных участках (хр. Манрак) вторая серия представлена чередованием туффитов и кластолав дацитового состава при почти полном отсутствии трахиандезитов. Для северной части полосы распространения нижней пачки устанавливается до 2—3 ритмов. На юге дациты отмечаются лишь в базальтовых горизонтах серии, а в пределах Южно-Саурской подзоны дациты вообще отсутствуют. Состав верхней пачки второй серии более однообразен по петрографическому составу, хотя различия фациального облика слагающих ее вулканогенных образований также значительные. На севере Северо-Саурской подзоны — это преимущественно пирокласты андезит-базальтового состава, замещающиеся к югу эффузивными образованиями аналогичного состава. Характерной особенностью и пирокластов и лав верхней пачки является обилие миндалин, заполненных кремнистыми образованиями и цеолитами.

Для второй стадии вулканизма, давшей трахиандезитовую серию, вулканогенные аппараты не установлены, но зато поражает обилие субвулканических тел дайкообразной формы, широко развитых в близлежащих к выходам серии более древних блоков. Эти дайковые тела мощностью до нескольких десятков метров или менее (до 1—2 *м*), как правило, или крутопадающие и секущие, или согласные и пологозалегающие. Они образуют серии (свиты) даек, характеризующиеся преимущественно северо-восточным простиранием, совпадающие с простиранием поперечных структур в пределах Северо-Саурской подзоны и секущие диагональные структуры Южно-Саурской подзоны. Как правило, в участках сгущения таких даек (трахиандезитов) близлежащие их вулканические аналоги представлены эффузивными фациями. Вполне возможно, что вулканическая деятельность, приведшая к возникновению трахиандезитовых покровов, связана с трещинными излияниями соответствующих лав. Однако наличие пирокластических фаций трахиандезитов несколько иного облика свидетельствует о возможном существовании вулканов и центрального типа. Тем более, что в отдельных участках, например по правобережью среднего течения р. Кендерлык (водораздел рр. Кендерлык и Оба), среди поля развития агломератовых туфов подобных трахиандезитов присутствуют их грубые развалы, не вписывающиеся в стратифицированную толщу и образующие выход эллиптической формы. Выходы пород подобного же характера известны и в верховьях р. Калмакпай (северный склон хр. Сайкан), где с ними тесно сопряжено мощное (до 40—50 *м*) субвулканическое пластовое крутопадающее тело близширотной ориентировки. Таким образом можно полагать, что во время формирования

второй серии излияния лав трахиандезитового состава происходили как из вулканов центрального типа (ранний цикл), так и из трещинных аппаратов (поздний цикл). Вулканические аппараты, поставлявшие материал для формирования верхней (существенно андезит-базальтовой) пачки также достоверно не установлены, хотя отмечаются многочисленные дайковые субвулканические тела, образующие серии, простирающиеся так же, как и субвулканические тела нижней пачки.

Характерными породами второй серии являются: дациты кварцсодержащие, трахитоидные трахиандезиты натриевого типа, полифировые трахиандезиты калинатрового типа, миндалекаменные диопсид-авгитовые андезит-базальты (как лавы, так и пирокластические их аналоги). Весьма интересны маломощные покровы черных и бурых вулканических стекол дацит-андезитового состава, присутствующие в низах нижней пачки.

Трахитоидные трахиандезиты представлены преимущественно в фации кластолав, лапиллевых туфов и, реже, лав. Полифировые трахиандезиты являются наиболее типичными образованиями серии, определяющими ее лицо. Они образуют сравнительно мощные покровы (до 10—20 *м*), прослеживающиеся без заметного выклинивания на значительные расстояния. Обладают преимущественно массивным сложением и только в отдельных покровах верхних частей — миндалекаменные; неправильной формы миндалины выполнены концентрически расположенным ярко-зеленым хлоритом и опалом.

Андезит-базальты, слагающие основную массу вулканогенных пород верхней пачки, образуют покровы лав, широко распространены также их пирокластические аналоги. Характерной чертой последних является обилие вулканических бомб скорлуповатого строения. Породы эффузивных (лавовых) покровов и вулканических бомб представляют собой олигофировые пироксеновые андезит-базальты.

Формирование второй серии связано с вулканической деятельностью, проявившейся в разных участках региона с различной интенсивностью, что и определяет кажущуюся пестроту вулканогенных образований. Приуроченность вулканических аппаратов (центрального и трещинного типа) к разломам северо-восточного направления отражает изменения в плане деформации земной коры в данное время. Тем не менее накопление вулканического материала происходило в прогибах северо-западного направления, унаследованного от предыдущей эпохи вулканизма.

Третья серия вулканогенных образований представлена лавовыми и пирокластическими фациями дацит-липаритового состава и пользуется локальным распространением в регионе лишь в восточной и центральной частях северной половины Северо-Саурской подзоны. Наиболее полно представлены разрезы этой серии на востоке полосы ее распространения: в верховьях р. Эргизбей (они достигают максимальной мощности 600 *м*), на востоке Центрального Сайкана. По всей полосе распространения вулканогенных образований этой серии наблюдаются останцы вулканических аппаратов центрального типа, приуроченных к локальной депрессии меридионального направления, протягивающейся с юга от р. Эргизбей на северные склоны хр. Сайкан на 25—30 *км*. Здесь выделяются вулканические аппараты, породы околожерловых и жерловых фаций, некков, субвулканические тела и дайки, а также связанные с ними приповерхностные гипабиссальные интрузии. В состав серии входят комен-

дитовые кластолавы и дацит-липаритовые туфы, кластолавы и игнимбриты. Комендитовые кластолавы образуют куполовидную экструзию мощностью до 80—100 *м*, подстилаемую пачкой ортоклазовых обсидианов, анортоклазовых кристаллокластических туфов мощностью до 15—20 *м*. Для всех этих пород характерно присутствие анортоклаза, ожелезненного арфведсонита — рибекита, эгирин-авгита и редких зернышек кварца. И туфы и кластолавы обладают четко выраженной флюидальностью и характерным внешним обликом, обусловленным наличием многочисленных кристаллов частично альбитизированного (пятнистого) анортоклаза и обломков их, помещенных в криптокристаллическую микрофельзитовую существенно полевошпатовую массу, содержащую редкие мелкие зернышки кварца, редкие иголочки кристаллов щелочной роговой обманки (голубовато-зеленой) арфведсонитового облика, изометрических зерен эгирин-авгита. Цветные минералы иногда сопровождаются темно-бурым биотитом; интенсивно замещаются окислами железа, лейкоксеном и карбонатами. Верхняя пачка серии на северном склоне хр. Сайкан представлена маломощными покровами биотитово-пироксеновых липарит-дацитов в фации кластолав. Мощность этих покровов составляет десятки метров, наибольшее их развитие наблюдается к востоку от распространения комендитовых кластолав.

На юге полосы распространения третьей серии комендитовые кластолавы отсутствуют, и на туфах миндалекаменных андезит-базальтов предшествующей серии непосредственно залегают пироксен-биотитовые олигоклазовые дациты фации кластолав. Эти породы, имея мощность до 250 *м*, перекрываются толщей литокристаллокластических туфов дацит-липаритов (биотит-роговообманковых). Завершается серия мощными покровами игнимбритов, существенно «биотитовых туфов». Все эти породы связаны с деятельностью близко расположенных вулканических аппаратов центрального типа, реликты которых представлены секущими телами брекчиевидных плотных липарит-дацитов.

В Западно-Жарминской подзоне в строении формации большое значение приобретают осадочные породы. К северу от Серектасского интрузивного массива нижняя часть разреза формации представлена исключительно конгломератовой фацией. Южнее в разрезе нижней толщи появляются и более тонкозернистые породы; здесь конгломераты переслаиваются с песчаниками и алевролитами. Мощность этой части разреза К. Т. Куликовским оценивается в 1300 *м*. На песчано-конгломератовой нижней толще залегает вулканогенная толща, обнажающаяся в юго-восточном экзоконтакте Серектасского гранитоидного массива; здесь имеются выходы пологозалегающих покровов микропойкилитовых порфиритов, ортофиров, фельзит-порфиров, сопровождающихся грубообломочными агломератами и крупнообломочными вулканическими бомбами фельзит-порфиров. Несколько южнее подобные породы слагают интрузивные тела, прорывающие нижнюю конгломератовую толщу. Наиболее крупным из этих рвущих тел является Салдырминский массив, сложенный однородными сиенит-порфирами и гранофировыми порфирами. Видимо, кислые эффузивы района горы Салдырма соответствуют третьей, верхней серии пород хр. Саур. Мощность их здесь оценивается в 400 *м*.

В Саркульской грабен-синклинальной структуре вулканогенные образования рассматриваемой формации налегают стратиграфически несогласно с базальными конгломератами в основании на островную базаль-

тово-андезитовую формацию. Здесь они представлены туфами и эффузивами преимущественно дацитового ряда, реже встречаются, и главным образом в низах разреза, роговообманковые и пироксеновые порфириты. Эти образования фациально очень не выдержаны. В северо-западной

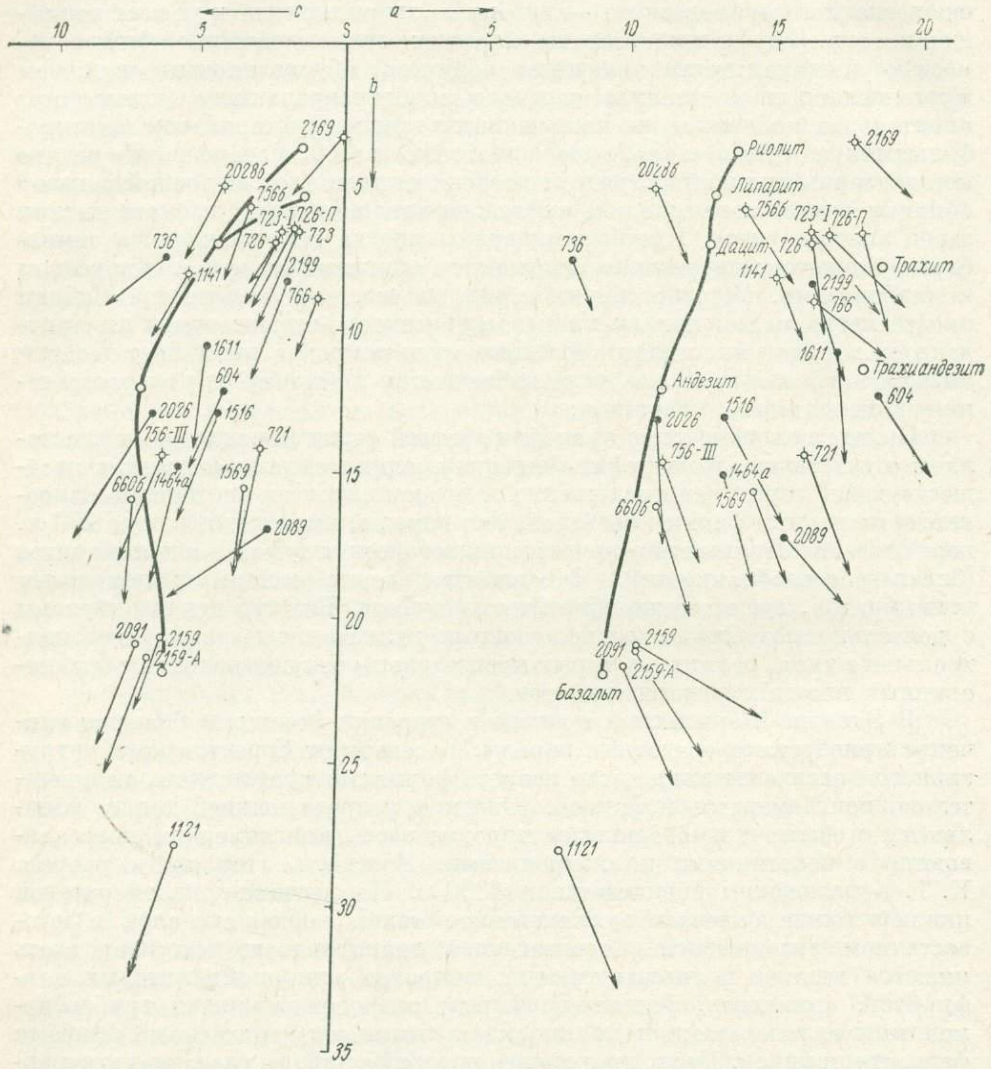


Рис. 42. Петрохимическая диаграмма пород дацит-трахиандезитовой формации

части структуры в составе вулканогенных образований преобладают эффузивы порфиритового состава. На юго-востоке в районе сопки Саркуль развиты главным образом грубообломочные литокристаллокластические туфы, туфопесчаники, мелкообломочные брекчии, агломераты, туфоконгломераты. Полная мощность формации в данном районе оценивается в 900—1000 *м*. К северо-западу от горы Саркуль среди вулканогенных

образований рассматриваемого комплекса выделяются субвулканического типа секущие тела, сложенные мелколейстовыми роговообманковыми порфиритами эффузивного облика.

Как видно из химических анализов, все породы дацит-трахиандезитовой формации (рис. 42) по сравнению со средним типом вулканических пород, по Дэли, характеризуются повышенной щелочностью и небольшим содержанием полевошпатовой извести; натрий в них преобладает над калием. Наибольшее количество анализов соответствует андезитам, андезит-дацитам, а частично андезит-базальтам и липарит-дацитам, которые в целом дают непрерывный ряд от базальт-андезитов до липарит-дацитов. С образованиями трахидацит-трахиандезитовой формации пространственно тесно ассоциируют гипабиссальные и приповерхностные интрузии, видимо, комагматичные эффузивам. С этим эффузивно-интрузивным комплексом в парагенетических соотношениях находятся рудопроявления золото-полиметаллические и редкометально-полиметаллические, а также сурьмы.

НАЗЕМНАЯ АНДЕЗИТ-ТРАХИДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К наземной андезит-трахидацитовой формации относятся наземные эффузивно-пирокластические образования сержихинской свиты Рудно-Алтайской зоны, тяготеющие пространственно к разлому на границе раздела Лениногорско-Зыряновской и Алейской подзон. В главном районе развития сержихинской свиты, в западной части Ивановского хребта, указанный глубинный разлом пересекается системой Лениногорских субширотных разломов. Здесь вулканогенные породы формации выполняют очень пологую Сержихинско-Пихтовскую мульду, расположенную на южном продолжении Быструшинского синклинория. Сходные с сержихинскими вулканогенные образования нами в 1963 г. были установлены значительно севернее в двух участках: 1) в полосе меридионального простирания восточнее горы Календарь (юго-западнее пос. Быструха). Здесь, как и в районе Сержихи, с эффузивами ассоциируют приповерхностные монцонитоидные интрузии (ранее эти эффузивы рассматривались как верхнедевонские); 2) северо-восточнее пос. Быструха, где обнажаются лавобрекчии эффузивов сержихинского типа, которые слагают очень крупный шток, прорывающий породы ульбинской свиты нижнего визе, а также дайковый пояс, приуроченный к системе широтных разломов, пересекающейся здесь с вышеуказанным древним разломом. Сами лавобрекчии подвергались термально-контактовому воздействию монцонитоидных интрузий. Эти эффузивные образования ранее рассматривались как ранневизейские. Петрографическое и петрохимическое изучение пород отмеченных двух участков показало их полную идентичность с породами сержихинской свиты; в частности, все они отличаются от девонских и раннекаменноугольных эффузивов высокой щелочностью.

На Ивановском хребте формация большей частью залегает на отложениях девонского и раннекаменноугольного возраста и только в двух пунктах (на речке Березовке и р. Чернушке) она подстилается позднепалеозойскими толщами, верхние части разреза которых сложены кварцевыми альбитофирами и дацитами, а нижняя часть разреза — осадочными породами наземной молассовой формации позднекамюрско-среднекаменноугольного возраста. М. Ф. Микунов эти вулканогенные образования

вместе с подстилающими их осадочными породами относит к малоульбинской свите. Однако то обстоятельство, что во всех остальных участках развития малоульбинской свиты формация представлена исключительно осадочными породами, заставляет считать, что вулканогенные образования верхов малоульбинской свиты представляют собой самостоятельный комплекс, не связанный в своем формировании с молассовыми образованиями и, возможно, имеющий несколько более молодой возраст. По данным Н. Г. Бузковой, кислые эффузивы малоульбинской свиты секутся субвулканическими интрузиями вулканогенного комплекса сержихинской свиты и, следовательно, формировались раньше сержихинской свиты. Вместе с тем известно, что субвулканические интрузии, ассоциирующиеся с рассматриваемыми кислыми эффузивами, в районе пос. Винного секут осадки самой малоульбинской свиты. Следовательно, комплекс кислых эффузивов в возрастном отношении занимает промежуточное положение между сержихинской и малоульбинской свитами. В 1954 г. позднепалеозойский комплекс кислых эффузивов был установлен на северном склоне Нарымского хребта, где экструзивное тело фельзит-порфиров, сопровождаемое туфами, прорывает охарактеризованные флорой отложения малоульбинской свиты, выделенные в 1964 г. Д. П. Авровым и Т. Я. Демидовой. По петрографическому составу среди кислых эффузивов малоульбинской свиты (по Л. И. Звягинцеву) преобладают кислые разности: кварцевые альбитофиры и дацитовые порфиры. Для них характерна пересыщенность кремнеземом, глиноземом и щелочами, особенно натрием. По сравнению с породами сержихинской свиты они отличаются большей степенью изменений. Тем не менее взаимоотношение их с комплексом эффузивов сержихинской свиты остается не ясным; они непосредственно подстилают сержихинскую свиту и вопрос о том, являются ли они продуктами одного этапа вулканизма или комплекс альбитофиров и дацитов представляет самостоятельный этап вулканизма остается открытым. Условно этот вулканогенный комплекс нами выделяется в наземную плагиолипаритовую формацию. Наземная андезит-трахидацитовая формация в Сержихинско-Пихтовской мульде (сержихинская свита) сложена вулканогенными породами среднего и кислого состава. По характеру разреза, залегания и составу пород свиту можно разделить на три серии или подсвиты, соответствующие трем стадиям развития вулканизма (без учета вулканогенных пород верхов малоульбинской свиты). Эти подсвиты следующие: 1) нижняя — преимущественно лавовая (андезит-дацитовая) наиболее мощная и широко распространенная; 2) средняя — преимущественно туфовая (туфы дацитовых порфиров); 3) верхняя — исключительно лавовая (плагиолипаритовая), наименьшая по мощности и развитая на ограниченной территории. Породы сержихинской свиты имеют очень пологое залегание. Более крутые (до 35°) углы падения пород свиты отмечаются лишь на северном крыле Сержихинско-Пихтовской мульды, около широтного разлома, ограничивающего мульду с севера и залеченного интрузиями.

Нижняя подсвита (мощностью 850—900 *м*) представлена лиловыми, реже зеленоватыми лавами и лавобрекчиями андезит-дацитового и дацитового состава, содержащими многочисленные, но маломощные покровы серых и зеленовато-серых, реже лиловых андезитов. Подчиненное значение имеют прослои и линзы туфолав, реже туфов, в небольшом количестве появляющиеся в верхней части разреза. Породы подсвиты обладают хорошо выраженной флюидальностью.

Средняя подсвита (мощностью 550—600 *м*) слагает центральную часть Сержихинско-Пихтовской мульды. Наиболее четко она прослеживается по хр. Холодный Белок. В основании залегает горизонт (100—120 *м*) крупногалечных туфогенных конгломератов, сменяющихся по простиранию туфогравелитами, туффитами, а затем, вообще, выклинивающихся. На конгломераты налегает силл дацитовых порфиров с полигональной отдельностью. Выше лежит пачка (50 *м*) пестрых по составу туфов и туфолав, в которых встречаются маломощные и быстро выклинивающиеся покровы андезитовых дацитов, дацитов, делленитов и липарит-дацитов. Еще выше покров (200 *м*) черных андезитов, переходящих в верхней его части в андезитовые лавобрекчии и туфолавы. В верхах подсвиты залегает пачка (200 *м*) липарит-дацитовых туфов и туфолав. Местами в составе средней подсвиты, особенно в нижних ее горизонтах, появляются невыдержанные по простиранию маломощные прослои мелкозернистых туффитов, андезитов и фельзитовых порфиров.

Верхняя подсвита (мощностью 150 *м*) обнажается на двух небольших участках — на абсолютных отметках 1450 и 1609 *м* (гора Мурашевский Белок) и залегает почти горизонтально. Подсвита очень однородна по составу и представлена покровом плагиолипаритов, имеющих черный цвет с многочисленными мелкими порфировыми выделениями полевого шпата.

Вулканогенный комплекс андезит-трахидацитовой формации (сержихинской свиты) представлен породами различных фаций: 1) собственно эффузивными породами; 2) пирокластическими породами; 3) породами жерловой фации, наиболее крупные выходы которых обнажаются на горе Баранчиха северо-восточнее пос. Быструха; 4) породами субвулканической фации — силлами, реже дайками, штоками и неправильными телами. В пределах Сержихинско-Пихтовской мульды субвулканические образования (главным образом силлы) приурочены чаще всего к верхам нижней подсвиты и низам средней подсвиты.

Эффузивные породы подразделяются на неполнокристаллические лавы с небольшим количеством стекла и сильностекловатые лавы. Первые представлены андезитами, андезит-дацитами и дацитами, имеющими порфировую (реже афировую) структуру. В порфировых вкрапленниках — плагиоклаз и пироксен ($2V = +50°$; $cNg = 35—40°$). Основность плагиоклаза вкрапленников меняется в зависимости от состава пород. В андезитах он представлен лабрадором, в андезит-дацитах — олигоклазом или андезитом. Иногда плагиоклаз альбитизирован. Основная масса в андезитах и андезит-дацитах сложена в основном микролитами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены пироксеном, рудным минералом и продуктами девитрификации стекла. В дацитах структура основной массы, как правило, микропойкилитовая, микро- или криптокристаллическая, сферолитовая. Состав ее в основном кварц-полевошпатовый с примесью хлорита, лейкоксена, рудного минерала и других продуктов девитрификации стекла. Сферолиты состоят из длинных волокон полевого шпата и часто группируются вокруг порфировых вкрапленников.

Сильно стекловатые лавы, как правило, неоднородны и характеризуются наличием более слабо и более интенсивно окрашенных участков, различающихся своим составом. Более темные участки соответствуют андезиту и андезит-дациту, более светлые — дациту и даже липарит-

дациту; в последних часто наблюдается перлитовая отдельность. Порфировые вкрапленники в стекловатых лавах редки и имеют оплавленные контуры.

Плагиолипариты верхней подсвиты олигофировой структуры с микропойкилитовой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклаз-олигоклазом и олигоклаз-андезином и кварцем. Как правило, они не имеют правильных кристаллографических очертаний, края их обычно оплавлены. Основная масса состоит из кварца и плагиоклаза (альбита, альбит-олигоклаза), присутствующих в почти равных количествах, и мелкораспыленного рудного минерала. В пирокластических породах выделяются две группы: туфолавы и туфы. В тех и других отмечаются обломки вышеописанных лав, дайковых пород кислого состава и кристаллов плагиоклаза. В туфолавах связующая обломки масса представлена фиолетовой флюидальной, иногда пузыристой лавой состава андезит-дацита микролитовой, участками микропойкилитовой структуры. Цемент туфов сильно изменен, но в них местами среди криптокристаллического агрегата полевого шпата, хлорита, лейкоксена, рудного минерала и кварца можно различать отдельные пепловые частички.

Силловые и дайковые породы по результатам, полученным при исследовании под микроскопом, можно разделить на две группы: андезитовые и дацитовые порфириты и безокварцевые плагиопорфиры. Для первых характерна гломеропорфировая структура с пилотакситовой структурой основной массы, в которой иногда присутствуют элементы микропойкилитовой. Порфировые вкрапленники представлены пироксен-авгитом ($2V = +46—52°$; $cNg = 32—37°$) и зональным плагиоклазом-олигоклазом или андезитом. Зональность обычно обратная, реже обратная ритмичная. Иногда внутри центральной зоны наблюдаются реликты более основного плагиоклаза, имеющего неправильные корродированные формы. Основная масса, как правило, состоит из удлиненных субпараллельно расположенных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены мелкими зернами амфиболизированного и хлоритизированного пироксена, рудного минерала и лейкоксена.

Базокварцевые плагиопорфиры также имеют гломеропорфировую структуру, но структура основной массы у них микрогранитная, микропегматитовая или микрофельзитовая, иногда с участками микропойкилитовой. Порфировые вкрапленники представлены почти исключительно плагиоклазом и гораздо реже кварцем. Плагиоклаз-олигоклаз, так же как и в вышеописанных породах, характеризуется обратной зональностью. Основная масса пород состоит из кварца, альбит-олигоклаза, хлорита, рудной пыли и редких чешуек гидробиотита. Очень часты микропегматитовые срастания кварца и полевого шпата.

По химическому составу породы андезит-дацитовой формации относятся к классу пересыщенных кремнекислотой, к группе богатых или умеренно богатых щелочами пород. На петрохимической векторной диаграмме А. Н. Заварицкого описываемые породы отчетливо разбиваются на две группы: 1) породы среднего состава — андезиты и андезит-базальты («b» = 15—20) и 2) породы кислого состава — дациты, дедениты, липариты («b» = 3—8); причем вторые преобладают (рис. 43). Как видно из диаграммы, большинство векторов, выражающих химические составы пород андезит-трахидацитовой формации (сержихинской свиты), располагаются между вариационными линиями щелочно-земельной

серии эффузивных пород (по Дэли) и полем развития типичных щелочных эффузивов («*a*» = 12—17°); что отражает повышенное содержание щелочей. Левая половина диаграммы показывает на пониженное содержание в породах полевошпатовой извести. Тип пород ярко выраженный —

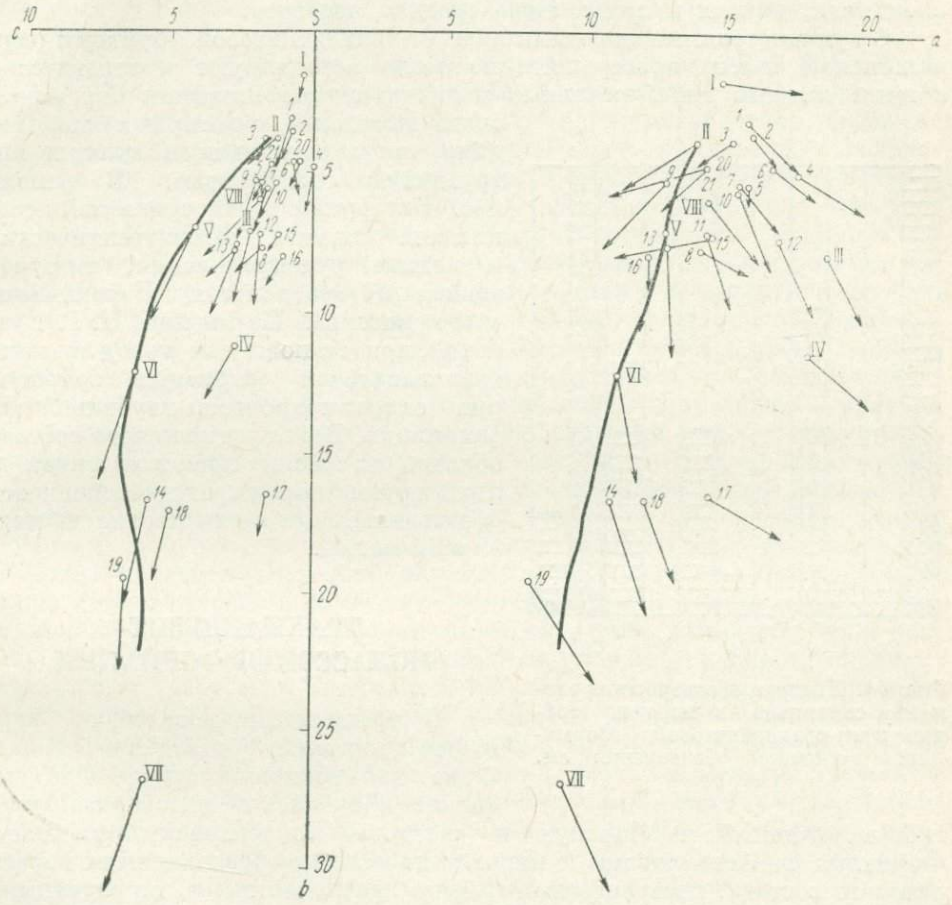


Рис. 43. Петрохимическая диаграмма пород трахиандезит-трахидацитовой формации

1 — породы верхней подсвиты; *2* — породы средней подсвиты; *3* — породы, слагающие силлы и субвулканические тела (в составе сержихинской свиты); *4* — породы нижней подсвиты; *5* — породы, слагающие силлы, рвущие малоульбинскую свиту; *6* — основные типы эффузивных пород (I — натровый риолит, II — риолит, III — трахит, IV — трахиандезит, V — дацит, VI — андезит, VII — базальт, VIII — делленит); *7* — вариационная линия щелочно-земельной серии пород (эффузивы по Дэли); *8* — вариационная линия пород петрографической провинции типа Сан-Франциско (по Бурри)

натровый (коэффициент «*n*» меняется в пределах 60—90%). Основность пород уменьшается от более древних к более молодым. Сами кислые разновидности (плагиолипариты верхней подсвиты) очень богаты, а местами пересыщены щелочами. При сравнении с мировыми типами, вулканогенные породы формации близки к слабощелочным эффузивам типа Сан-Франциско.

По данным полуколичественного спектрального анализа из сопутствующих элементов (рис. 44), в породах формации часты в кларковых и вышекларковых количествах Pb, Cu, Ga, Be, Zr, Ni, Ti, реже — Co, V, Cr, Zn, редко — Vb, Mo, Nb, Sn. Этот набор элементов-примесей характерен для всех трех подсвит. Несколько выделяется повышенным содержанием меди, никеля и цинка лишь средняя подсвита.

С вулканогенными породами андезит-трахидацитовой формации (сержихинской свиты) пространственно тесно ассоциируют и генетически с ними связаны гипабиссальные монцонитоидные интрузии Сержихинского комплекса, с которыми они, видимо, составляют единую вулкано-интрузивную ассоциацию. В районе пос. Быструха с рассматриваемой ассоциацией связаны полиметаллические и медные рудопроявления, приуроченные к экзоконтакту Баранчихинского массива. По мнению Н. Г. Бузковой, при становлении пород андезит-трахидацитовой формации большую роль сыграли процессы глубинной ассимиляции. Все породы кислого состава обязаны им своим происхождением и лишь группа пород средней основности образовалась преимущественно из первичной магмы.

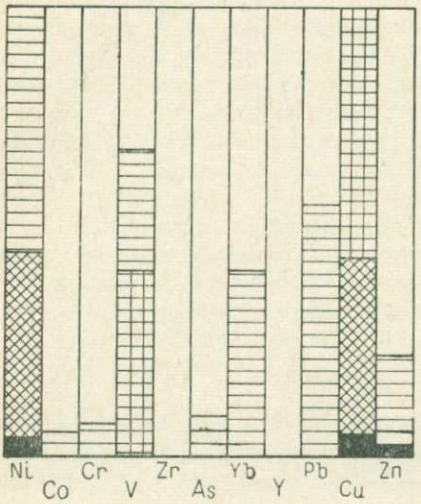


Рис. 44. Диаграмма содержания элементов-спутников в породах трахиандезит-трахидацитовой формации. Условные обозначения см. рис. 31

ТРАХИАНДЕЗИТ-МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В трахиандезит-молассовую формацию выделены образования, слагающие майтюбинскую серию. Она выполняет Даубайский межгорный прогиб, наложенный на Чарскую и частично Кокпектинскую подзоны. Формация сложена лавами и пирокластическими образованиями порфиритового состава, пестроцветными, чаще красноцветными, терригенными породами с подчиненными прослоями известковистых пород органогенного происхождения. Отличительная особенность трахиандезит-молассовой формации — резкая фациальная невыдержанность слагающих ее пород, обусловленная, помимо фациальных замещений осадочных и вулканогенных образований, еще не совпадением площадей проявления различных стадий вулканизма, давшего данную формацию. Так, наиболее древние вулканогенные образования формации, представленные нижней вулканогенной толщей мощностью 270—400 *м*, развиты лишь в западной части южного крыла Даубайского прогиба (в 10 *км* юго-восточнее пос. Боко). На различные горизонты вулканогенной толщи резко несогласно налегает пестроцветная толща, сложенная зелеными, красными, фиолетово-красными и серыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев и линзами известняков. В основании ее наблюдается горизонт базальных пестроцветных конгло-

мератов мощностью 30—40 *м*. Конгломераты разногалечные. В составе галек: порфириты, базальтовые порфириты, кварцевые порфиры, песчаники, глинистые алевролиты, а также диориты, кварцевые диориты, лейкократовые граниты. Выше лежат серые гравелиты (23 *м*), состоящие из обломков песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев, сцементированных зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками, которыми они сменяются.

Выше залегают песчаники (73 *м*) с прослоями гравелитов мощностью 5—7 *м*. Над ними залегают темно-серые тонкослоистые мелкозернистые песчаники мощностью 80 *м*, с прослоями черных алевролитов, содержащих отпечатки пресноводных пелеципод. Разрез заканчивается зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками мощностью 20 *м* с прослоями известковистых песчаников мощностью до 5 *м*. Характерна невыдержанность указанных пород по простиранию: гравелиты сменяются по простиранию разнозернистыми песчаниками, затем снова гравелитами, известковистые песчаники переходят в песчаники с глинистым цементом, иногда с прослоями и линзами пелециподовых известняков. Мощность всей осадочной толщи около 1200 *м*. В этой же толще в ряде пунктов встречаются растительные остатки. Таким образом, в нижней части андезит-молассовой формации в юго-западной части Даубайского прогиба устанавливаются две толщи: 1) локально развитая нижняя — вулканогенная и 2) верхняя — пестроцветная осадочная. При прослеживании этих толщ по простиранию на восток вулканогенная толща исчезает из разреза (на участке к югу от горы Котел), что можно объяснять или выклиниванием покровов, или срезанием части разреза разломом, который проходит по северо-восточной окраине горы Куламбай. Пестроцветная толща в свою очередь в 20 *км* юго-восточнее горы Котел постепенно выклинивается, замещаясь вулканогенными породами, которые далее к востоку и северу пользуются исключительно широким распространением, слагая горы Тассубей и Каражал. В нижней части второй вулканогенной толщи наблюдается невыдержанной мощности горизонт туфоконгломератов, быстро сменяющихся по простиранию лавами, туфолавами и агломератовыми лавами порфиритов, которые резко несогласно налегают на породы угленосной формации. Мощность этой части разреза около 200 *м*. Выше залегает толща среднеобломочных туфов порфиритов мощностью 400 *м*. Разрез вулканогенных пород венчается туфолавой андезин-олигоклаз-роговообманковых андезитовых порфиритов с горизонтами мелкообломочных, иногда четко полосчатых кристаллокластических туфов андезит-дацитов, андезитов и литокластических туфов олигоклаз-роговообманковых порфиритов. Мощность около 400 *м*. Общая мощность вулканогенной толщи около 1000 *м*.

Выше согласно залегает пачка темно-серых и серых массивных мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, известковистых алевролитов и аргиллитов с линзами пелециподовых известняков. Здесь встречаются маломощные горизонты туфолав и туфов порфиритов. Общая мощность этой пачки у южного подножия горы Каражал составляет около 140 *м*. Горизонт известковистых пород хорошо выдерживается по простиранию, оконтуривая собой выходы залегающей ниже вулканогенной толщи, и на западе сбивается с горизонтом известковистых пород с пелециподовой фауной, выделяющимся в верхней части пестроцветной толщи на участке, расположенном западнее горы Котел. Таким образом,

в разрезе нижней части формации на западе Даубайского прогиба устанавливаются нижняя (первая) вулканогенная толща и пестроцветная толща, восточнее сменяющаяся соответствующей ей по своему стратиграфическому положению второй вулканогенной толщей. Здесь пестроцветная толща почти нацело выклинивается, за исключением самой ее верхней части мощностью около 140 *м*, содержащей прослой известковистых пород.

В восточной части прогиба андезит-молассовая формация широко распространена в горах Май-Тюбе. Здесь она может быть подразделена на три толщи. Нижняя часть формации сложена авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами часто с брекчиевидной текстурой. Мощность их от первых метров до 200 *м*. Эта толща несогласно ложится на породы угленосной формации. Выше залегает пестроцветная толща мощностью 300 *м*. На ней, по данным Г. И. Сократова, залегает сероцветная толща: конгломераты, песчаники и алевролиты и глинистые сланцы, содержащие еще один горизонт пестроцветных пород. Мощность этой части формации около 1000 *м*. В пестроцветных и сероцветных породах, помимо пелециипод, встречаются остатки рыб и отпечатки растений. Таким образом, мощность вулканогенно-осадочных образований, относимых к трахиандезит-молассовой формации в горах Май-Тюбе, составляет около 1500 *м*. Средняя, пестроцветная, толща этого разреза может быть сопоставлена с пестроцветной толщей, развитой на участке к западу от горы Котел и ее аналогом — второй вулканогенной толщей.

В западной части Даубайского прогиба выше пестроцветной толщи с заметным угловым несогласием залегает вновь вулканогенная толща, развитая на ограниченной площади. На участке, расположенном к востоку от горы Котел, эта толща в нижней части сложена преимущественно лавами андезитового состава с маломощными прослоями туфов. Выше роговообманковые порфириты сменяются авгитовыми порфиритами с горизонтами туфолав. Разрез венчают покровы светло-серых андезит-дацитовых порфиритов мощностью 170 *м*. Общая мощность вулканогенной части толщи на этом участке около 900 *м*.

Описанные вулканогенные породы в направлении на юго-восток на протяжении 10—15 *км* выклиниваются, но они широко развиты к северу и северо-востоку от горы Котел, где слагают горы Сарыжал. У юго-восточного подножия этих гор разрез этой части формации несколько меняется. Здесь вулканогенная пачка в нижней части сложена чередованием покровов порфиритов и их туфов. Порфириты характеризуются гиалопилитовой и пилотакситовой структурами основной массы, порфировые выделения обычно представлены плагиоклазом или авгитом. Мощность пачки 250—300 *м*. Выше залегают туфолавы порфиритов, сложенные обломками порфиритов темно-фиолетового цвета, сцементированными лавой красно-фиолетовой окраски. Обломки и цементирующая лава имеют близкие состав и структуру; различаются они лишь по величине и количеству порфировых вкрапленников плагиоклаза. Размер обломков 2—3 *см*, в редких случаях достигает десятков сантиметров. Мощность 300 *м*. Верхняя часть разреза сложена довольно однообразными лавами андезитовых порфиритов с многочисленными мелкими призматическими вкрапленниками плагиоклаза, ориентированными субпараллельно. Мощность их не превышает 100 *м*. Таким образом, общая мощность толщи на этом участке 400—700 *м*. В горах Сарыжал из разреза выпадают нижняя вулканогенная и пестроцветная толщи и с резким угловым несогласием на породы

наземной молассовой формации налегает вулканогенная толща. Здесь наиболее ярко выражена невыдержанность отдельных потоков и горизонтов как по мощности, так и по простиранию.

Мощность всей вулканогенной толщи около 1200—1400 *м*.

В западной части Даубайского межгорного прогиба на правобережье среднего течения р. Узун-Булак и на участке к востоку от горы Котел распространена верхняя толща формации. Состав ее довольно однообразен. В нижней части толщи наблюдается частое чередование косо- и параллельнослоистых мелкозернистых песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами. Нередко в них наблюдаются неопределимые растительные остатки. Мощность прослоев алевролитов и глинистых сланцев около 5 *м*. Преобладающим же распространением пользуются песчаники. Выше по разрезу количество прослоев алевролитов увеличивается, а мощность их уменьшается. В верхней части толщи вновь заметно преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, среди которых отмечаются тонкие прослойки гравийного материала. Общая мощность толщи 800—900 *м*.

Несколько иной характер носит андезит-молассовая формация на левобережье р. Танды. Здесь она почти нацело сложена мелкообломочными туфами дацитовых порфиритов, иногда слоистыми светло-серыми и светло-зеленовато-серыми. В верхней части выделяются горизонты агломератовых туфов мощностью до 50—80 *м*, а в средней присутствует покров дацитовых порфиров светло-серого цвета мощностью около 40 *м*. Общая мощность осадочной части разреза около 560—570 *м*. Стратиграфически выше залегает пачка конгломератов и гравелитов с прослоями туффитов и песчаников.

Анализируя развитие вулканизма андезит-молассовой формации, можно сделать вывод, что отдельные стадии его в пределах даже такой ограниченной структуры, как Даубайский межгорный прогиб, проявились в разных его частях с различной интенсивностью, что, видимо, было связано с перемещениями локальных центров вулканических извержений. Первоначальные два небольших центра существовали, очевидно, в районе горы Май-Тюбе и северо-западнее горы Котел. В следующую стадию мощные извержения происходили в районе гор Каражал и Тассубай. В заключительную стадию вулканизм переместился на северо-запад в район гор Котел и Сарыжал. В перечисленных пунктах, вероятно, находились и вулканические аппараты. К субвулканическим интрузиям, связанным с рассматриваемой формацией, видимо, относятся штокообразные и клинообразные тела роговообманково-авгитовых порфиритов и кварц-роговообманковых порфиритов на горах Котюлчеку (Котел), Б. Тологой и М. Тологой, а также другие интрузивные тела, иногда дайкообразной и линзообразной формы, развитые в этом районе.

Петрографический состав вулканогенных пород различных толщ, слагающих красноцветную андезит-молассовую формацию, близок, но намечаются некоторые различия в разновозрастных эффузивах. Нижняя и средняя вулканогенные толщи представлены лавами андезитовых порфиритов с единичными горизонтами туфолав. Верхняя вулканогенная толща разделяется на две части. В низах ее также преобладают лавы порфиритов с единичными горизонтами туфов и туфолав порфиритов (горы Сарыжал, район к северо-востоку от горы Котел). В верхней части разреза распространены в основном туфы порфиритов, нередко слоистые.

Подчиненное значение имеют лавы и туфолавы порфиритов (горы Каражал и Сарыжал). Разрез заканчивают дацитовые порфириты. Среди вулканогенных пород преобладают андезитовые порфириты, представленные авгитовыми, авгит-роговообманковыми, роговообманковыми разностями; реже встречаются роговообманковые кварцевые порфириты и

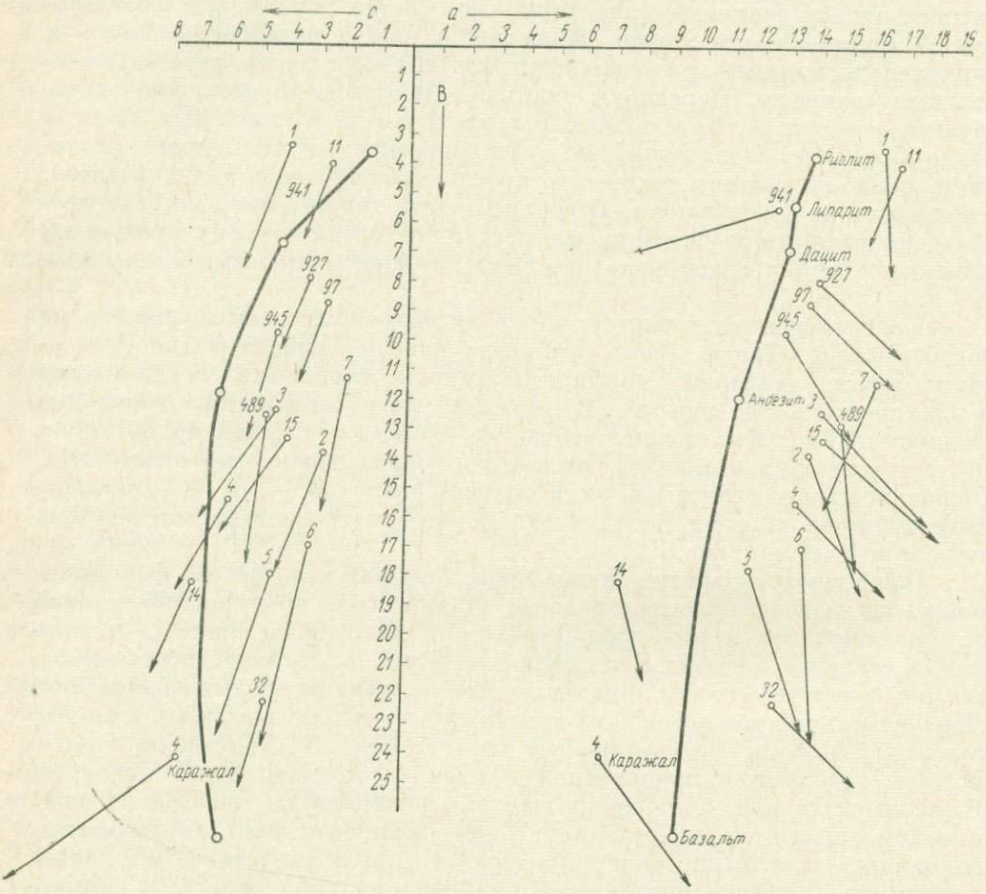


Рис. 45. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород андезит-молассовой формации

дациты и совершенно редко, главным образом в виде обломков в лавобрекчиях, фельзит-порфиры.

По химическим анализам (18 анализов) вулканогенные породы андезит-молассовой формации большей частью близки по составу к андезитам повышенной щелочности. Они образуют непрерывный ряд от дацитов до андезит-базальтов. На правой стороне диаграммы, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 45), фигуративные точки располагаются между полем среднего состава вулканогенных пород щелочно-земельной серии, по Дэли, и линией щелочных эффузивов; левая сторона диаграммы

отражает слабую недосыщенность пород полевошпатовой известью. Натрий в составе щелочей преобладает над калием.

Органические остатки, собранные в осадочной части разреза формации, представлены флорой ангарского типа и пресноводными пелециподами. Это свидетельствует о формировании трахиандезит-молассового комплекса в наземных условиях, частично в озерных водоемах (в эпоху накопления пестроцветной толщи). Флора, характерная для андезит-молассовой формации, указывает на умеренный климат.

ФОРМАЦИИ СТАДИИ ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Осадочные и вулканогенные формации стадии постконсолидационной активизации распространены преимущественно во внутренних и юго-западных частях Зайсанской складчатой системы. Они выполняют немногочисленные локальные мульды (грабен-синклинали), возникшие на периферии более обширных среднекаменноугольных межгорных прогибов и впадин. Эти мульды ограничены обычно (с двух или одной стороны) поперечными разломами субширотного, северо-восточного или меридионального простираний. На территориях, в пределах которых в среднем карбоне накапливались морские молассы, образования стадии постконсолидационной активизации представлены исключительно маломощными вулканогенными верхнепермско-нижнетриасовыми породами, относимыми к семейтаускому комплексу наземной трахибазальтово-трахилипаритовой формации. На тех же территориях, где, как это имело место в Сауре, в среднем карбоне накапливались наземные вулканогенные образования трахиандезитовой формации, в позднем карбоне и ранней перми происходило формирование угленосных отложений, с последними ассоциируют маломощные эффузивы и туфы, извергавшиеся из изолированных вулканических аппаратов. Позже, в верхней перми и триасе, в условиях некоторой активизации тектонических движений, в тех же структурах происходило накопление осадков наземной угленосной формации. Формированию этой последней сопутствовало слабое проявление основного вулканизма.

ЛИМНИЧЕСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация развита в пределах Северо-Саурской структурно-формационной подзоны, где ею выполнены наиболее опущенные участки наложенных верхнепалеозойских прогибов, и, вероятно, в Прииртышье. Она включает угленосно-сланцевую акансайскую свиту средне-позднекаменноугольного возраста, терригенно-известковую кендерлыкскую свиту, терригенно-сланцевую серию караунгурской и таранчинской свит. Отдельные крупные ритмы указанной формации, отвечающие свитам, разделены поверхностями размывов. Имевшие место тектонические подвижки обусловливали неоднократные изменения палеогеографической обстановки, что определило крайнюю пестроту в строении рассматриваемой формации. Формация распространена на ограниченных участках в Кендерлыкской верхнепалеозойской мульде, в Джеменейской мульде, вблизи северо-западного окончания хр. Манрак и на юго-западном его склоне и в нижнем течении р. Терсайрык. Наиболее полно она представлена на Кендерлыкском угольно-сланцевом месторождении. Нижняя продуктивная ее толща (38—360 *м*) слагается зеленоватыми туффитовыми

песчаниками, чередующимися с углистыми аргиллитами. В верхах толщи появляется пласт каменного угля, сменяющийся выше горючими сланцами (акансайская свита). Выше в разрезе формации находится терригенно-известковая толща (мощностью 112—130 *м*) собственно кендерлыкской свиты, с размывом залегающая на подстилающих породах. Характерным для нее является присутствие большого числа прослоев песчанистых, нередко доломитизированных, ракушняковых известняков, которые чередуются с темными нередко битуминозными песчаниками и алевролитами.

Верхний макроритм (мощностью 1200—1540 *м*) угленосной формации объединяет мощную терригенную серию ранней перми, включающую караунгурскую и таранчинскую свиты. Преобладающими породами в этой серии являются сероватые и зеленоватые разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. Подчиненную роль играют горючие сланцы и известняки. Верхняя часть этого макроритма (таранчинская свита) представляет толщу частого переслаивания аргиллитов, алевролитов, реже сидеритовых песчаников и горючих сланцев.

Главенствующая роль в разрезе формации принадлежит осадочным породам. Вместе с тем в разных частях разреза встречаются эффузивы и туфы разного состава. Среди них в нижнем макроритме (акансайская свита) известны базальтовые порфириты (базальты), лапиллиевые туфы андезитовых порфиритов (так называемый «туф с древесиной»), пепловые туфы андезит-дацитов. Для средней и верхней части разреза характерны андезит-дациты и витрокластические биотитовые туфы липаритов. Суммарная мощность отложений, объединяемых в лимническую формацию, изменяется от 1420 до 2030 *м*. Верхняя и нижняя ее границы совпадают с поверхностями несогласий. Верхняя граница формации устанавливается по несогласному залеганию на ней позднепермских образований вышележащей наземной молассовой формации.

В Джеменейской мульде строение формации существенно меняется. Здесь выпадает нижний ее макроритм (акансайская свита), а мощность среднего непродуктивного макроритма (в данном случае залегающего в основании) возрастает до 400 *м*. В основании верхнего макроритма устанавливается размыв, увеличивается мощность его нижней части, возрастает роль вулканогенного материала и уменьшается битуминозность пород. Кондиционные горючие сланцы здесь практически отсутствуют.

В Южно-Саурской структурно-формационной подзоне рассматриваемая формация распространена по периферии Сарыуленской верхнепалеозойской мульды, причем представлена только нижней частью. Нижний макроритм формации здесь (акансайская свита) увеличивается по мощности, причем в нем значительно возрастает роль вулканогенного материала.

Лимническая угленосная формация в хребтах Саур и Манрак в латеральном направлении замещается синхронной ей вулканогенной трахибазальтово-трахилипаритовой. Вследствие этого границы ее в горизонтальном направлении оказываются сложными, нечеткими и расплывчатыми. В участках перехода от позднепалеозойских прогибов к внутренним поднятиям, где в основном распространена вулканогенная формация, имеет место перемежаемость упомянутых выше двух разных формаций. Это наблюдается на западном крыле Кендерлыкской мульды, у слияния

рек Терсайрык и Кандысу (Сарыуленская мульда), а также на северном и южном склонах хр. Сайкан, на северо-западе хр. Манрак, у горы Тологой. Такие соотношения формаций позволяют наметить места сопряжения относительно приподнятых и опущенных в позднем палеозое структур.

Наиболее распространенными обломочными породами в составе формации являются разнозернистые полимиктовые граувакковые и туффитовые песчаники, гравелиты, туфогенные песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты. Органогенно-обломочные и органогенные породы представлены доломитизированными известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, углями, горючими сланцами (керогеновыми аргиллитами), песчанистыми известняками. В составе формации устанавливаются также сидериты, сидеритовые алевролиты и песчаники. Вулканогенные породы имеют резко подчиненное значение. Среди них известны базальты, базальтовые порфириты и агломератовые лавы базальтов, пепловые туфы андезитовых порфиритов и андезит-дацитов, витрокластические туфы липаритов и липариты.

Породы, слагающие формацию, образовались в различных фациальных условиях. Часть осадков была сформирована в прибрежных, мелководных условиях. Другие разновидности пород (угли, углистые аргиллиты, красноцветные аргиллиты и алевролиты) принадлежат болотным и наземным фациям. Широко представлены в составе формации породы озерно-лагунных фаций — горючие сланцы, доломиты, доломитизированные известняки и известняки. Эти последние в свете имеющихся данных скорее всего отлагались в озерном бассейне с повышенной соленостью, причем условия этого бассейна, по-видимому, приближались к лагунным. Изменение фациальных условий имело место не только в разных частях бассейна осадконакопления, но и во времени. В акансайское время почти повсеместно в районах накопления осадков существовали условия, при которых происходило континентальное мелководное озерное, болотное и реже наземное накопления, что способствовало отложению углистого материала. В западной части Кендерлыкской мульды существовали прибрежные мелководные условия — в осадках обнаружено большее количество растительного материала. В юго-восточном направлении отмечается исчезновение болотных фаций — угольный пласт в этом направлении выклинивается. В позднеакансайское время наступили условия, при которых существовал бассейн с затрудненным кислородным обменом, что способствовало отложению сапропеля, давшего начало горючим сланцам. В караунгурское время отмечается опреснение бассейна, сопровождавшееся привносом значительного количества терригенного материала. В отдельных участках происходил процесс наземного осадконакопления, о чем свидетельствуют красноцветные осадки в основании караунгурской свиты. В позднениижнепермское время в районе неоднократно возникали условия, благоприятные для отложения сапропеловых илов. Позднеаранчинское время ознаменовалось появлением условий, способствовавших образованию сидеритов и сидеритизированных осадков, формировавшихся одновременно с тонкими слоями керогеновых аргиллитов.

Лимническая угленосная формация является важнейшей продуктивной серией в составе формаций Зайсанской геосинклинальной системы. Главной ее составной частью являются промышленные скопления энергетических каменных углей и высококачественных горючих сланцев.

Каменный уголь в виде пласта, выдержанного по простиранию, залегает в акансайской свите (нижний макроритм формации). Горючие сланцы сосредоточены в разных частях разреза формации. Наиболее высококачественные из них располагаются в верхах нижнего (акансайская свита) и в нижней части верхнего макроритма (караунгурская свита). Наконец, в самых верхах формации залегает толща «верхних горючих сланцев» мощностью 325 *м*. Прослои горючих сланцев здесь маломощные, хотя и многочисленные, и отличаются низким качеством. Из других полезных ископаемых, связанных с этой формацией, некоторый интерес представляют известняки среднего макроритма (кендерлыкской свиты), сидериты и бентонитовые глины верхнего макроритма (таранчинской свиты).

Лимническая угленосная формация обнаруживает в своем распространении тесную пространственную связь с позднепалеозойскими наложенными прогибами, за пределами которых отложения формации практически отсутствуют, что указывает на генетическую связь формирования такого типа локальных структур с образованием данной формации. Наиболее широко позднепалеозойские наложенные прогибы развиты в Северо-Саурской структурно-формационной подзоне, отличавшейся в среднем палеозое геоантиклинальным развитием и ставшей в позднем палеозое областью интенсивных неравномерных прогибаний. Начало заложения частных прогибов относится к позднему намюру — среднему карбону. Отчетливое оформление наложенные структуры получили в средне-позднекаменноугольное время. Их локализация обусловлена тектоническими движениями вдоль зон поперечных дислокаций, ограничивающих эти прогибы с юго-востока и северо-запада. Сами наложенные прогибы вовлекались в опускание неодновременно, а длительность и интенсивность их прогибания были различными, что привело к появлению разнотипных наложенных структур, характерных полными и сокращенными разрезами описываемой формации. Наиболее интенсивно прогибалась и раньше других была вовлечена в опускание Кендерлыкская наложенная структура.

Лимническая угленосная формация объединяет парагенетический комплекс осадков, сформировавшихся в континентальных условиях и принадлежащих преимущественно озерным, болотным и речным фациям. Известное исключение представляют горючие сланцы (керогеновые аргиллиты) и доломиты, образование которых характерно и для условий лагуны. На это указывает также обилие пластинчатожаберных моллюсков, родовой состав которых, согласно Е. М. Люткевичу, свидетельствует об условиях бассейна, близких к морским. Все это сближает данные отложения с угленосной паралической формацией. Однако отсутствие в разрезе формации типично морских осадков с морской фауной, исключительное однообразие фациальных типов осадков, прослеживающееся на значительное расстояние в латеральном направлении, формирование их в условиях внутригорных котловин и отсутствие взаимопереходов к морским осадкам, скорее всего, говорит о формировании данной формации в крупном озерном бассейне с повышенной соленостью.

НАЗЕМНАЯ МОЛАССОВАЯ (ПОЗДНЯЯ) ФОРМАЦИЯ САУРСКОГО ХРЕБТА

Наземная молассовая формация представлена серией преимущественно грубообломочных образований поздней перми — триаса, формировавшихся в пресноводном континентальном бассейне. В ее состав входят отложения акколканской свиты позднепермского возраста, пермо-триасовые (скорее раннетриасовые) отложения, конгломератовая средне-позднетриасовая акжальская свита, угленосные — толагайская и тайсуганская (тигровая) свиты позднего триаса. Рассматриваемая формация распространена на весьма ограниченной площади — в Сауре и, возможно, в Прииртышье. Полнее всего она представлена на Кендерлыкском угольно-сланцевом месторождении. Неполные разрезы ее известны в Сарыбулакской (у северо-восточного подножия хр. Сайкан) и Чаган-Обинской мульдах, а также по правому берегу низовьев рч. Кандысу. Характерными особенностями состава формации являются обилие конгломератов, значительная угленасыщенность, наличие сидеритов известковистых мергелей при полном отсутствии пластов горючих сланцев.

Наземная молассовая формация на Кендерлыкском месторождении распадается на три крупных макроритма. Нижний из них мощностью 900 *м*, объединяющий отложения поздней перми и пермо-триаса (раннего триаса), сложен переслаиванием конгломератов, гравелитов и песчаников с пластами углей рабочей мощности. Средний макроритм (920 *м*), по объему соответствующий акжальской свите среднего — позднего триаса, почти нацело сложен конгломератами с линзовидными прослоями углей. Нижний и средний макроритмы разделены поверхностью несогласия. Верхний макроритм (719—1264 *м*), включающий толагайскую и тайсуганскую свиты, представлен многочисленными пластами бурых углей, чередующихся с алевролитами, гравелитами и конгломератами. В верхней части микроритма (тайсуганской свите) отмечается более тонкое переслаивание, нежели в нижней его части (в толагайской свите). Суммарная наибольшая мощность наземной молассовой формации в Кендерлыкской мульде составляет 2543—3088 *м*. Нижняя граница наземной молассовой формации совпадает с поверхностью предпозднепермского несогласия, верхняя устанавливается по несогласному налеганию на ней раннемеловых образований.

В Кендерлыкской мульде формация отличается относительной выдержанностью своего строения. Несколько варьируют мощности конгломератовых пачек и пластов каменных углей в нижнем макроритме, местами возрастает роль песчаниковых прослоев в среднем макроритме (в акжальской свите) и рыхлых плохо сортированных конгломератов в самых верхах формации (в тайсуганской свите). В других местах наземная молассовая формация представлена в сокращенном объеме. Так, в Сарыбулакской мульде, у северо-восточного подножия хр. Сайкан, выступают средний и частью верхний макроритмы (акжальская и толагайская свиты); в Чаган-Обинской мульде — средний макроритм (акжальская свита).

Состав наземной молассовой формации характеризуется обилием обломочных и органогенных пород. Среди них различаются конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли, сидеритовые алевролиты и песчаники, мергели. Пирокластические породы представлены туфами и туффитами смешанного состава, вулкано-

генные — андезит-базальтовыми порфиритами (с несколько повышенной щелочностью) и их лавовыми брекчиями.

Базальные конгломераты, залегающие в основании формации, представлены валунными, крупно-, средне-мелкогалечными конгломератами. Состав галек и валунов средней и плохой окатанности —граниты, эффузивы, кремнистые породы и туфы. Характерно наличие окатанных кусков окремнелой древесины и ископаемого угля типа барзасских, достигающих до 20 *см* в поперечнике. Цемент конгломератов песчаниковый и гравелитовый. Конгломераты среднего макроритма заметно отличаются от всех встреченных в районе хорошей окатанностью и сортировкой. Гальки и валуны, как правило, шаровидной несколько уплощенной формы имеют блестящую, как бы лакированную поверхность, покрытую желто-бурой корочкой. Наиболее обычными являются гальки халцедона, кремнистых и глинистых сланцев, порфиритов, диабазов, туфов и реже гранодиоритов. Цементом служит песчано-глинистый материал полимиктового состава. Конгломераты верхнего макроритма отличаются слабой сортировкой и плохой окатанностью галечникового материала. Гальки также представлены порфиритами, гранодиоритами, базальтами и туфами. Очень характерным является обилие галек и валунов анортоклазовых граносиенит-порфиров, слагающих тела дополнительной фазы манракского интрузивного комплекса. Цемент конгломератов — песчано-глинистый материал полимиктового состава.

Песчаники весьма разнообразны по гранулометрическому составу, степени сортировки и окатанности обломочного материала. Среди них различаются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности. Они состоят из обломков глинистых и кремнистых пород, эффузивных пород, кварца, полевых шпатов, хлоритов, биотита. В песчаниках верхнего макроритма появляются обломки интрузивных пород. Количественные соотношения обломков пород и зерен минералов в различных песчаниках варьируют. Иногда (особенно в низах формации) резко преобладают обломки пород над обломками минералов. В песчаниках верхнего макроритма устанавливается иногда резкое преобладание обломков кварца и хлорита над остальными, в других случаях преобладание обломков глинистых пород (60%) над кварцем (20%) при содержании полевых шпатов 1—15%.

Осадки наземной молассовой формации существенно отличаются от образований лимнической формации. Их отложение происходило в пресноводном бассейне. Основной областью сноса являлись значительные поднятия (на востоке в соседстве с этим бассейном), служившие источником обильного грубообломочного материала, присутствие которого указывает на действие мощных водных потоков. Отложение конгломератов происходило в окраинной части пресноводного бассейна. Лишь в тайсуганское время область сноса переместилась к северу, северо-востоку от современной Кендерлыкской мульды.

Накопление образований наземной молассовой формации происходило в мелководном озерном бассейне с «хорошо аэрируемой водной средой и восстановительными условиями в осадке» (по В. К. Василенко). По своему генезису осадки нижнего макроритма принадлежат озерным и речным фациям. Для среднего макроритма наземной молассовой формации (акжальская свита) характерно явное преобладание фаций горных потоков при незначительной роли группы озерных фаций, что указывает

на активизацию тектонических движений и амплитуду поднятия. У южного склона хр. Саур (в бассейне р. Чаган-Обо) доминируют делювиально-пролювиальные фации. Верхняя часть наземной молассовой формации объединяет разнообразные фациальные разновидности осадков. Среди них преобладает группа озерных фаций, к которым принадлежат алевролиты, тонко- и мелкозернистые песчаники со сплошной или прерывистой горизонтальной слоистостью и хорошей сортировкой материала, затем фации конусов выноса и, наконец, фации болот и заболоченных водоемов. Самая верхняя часть формации отличается преобладанием группы фаций застойных и зарастающих водоемов и группы пролювиально-делювиальных фаций (фации селевых потоков, обвалов, осыпей и конусов выноса).

Наземная молассовая формация также является важной продуктивной толщей. В нижнем ее макроритме (акколканская свита) заключены промышленной мощности пласты каменных углей. Здесь насчитывается до 32 угольных пластов, причем 9 из них имеют рабочую мощность. Эти гумусовые угли могут использоваться в качестве энергетических. Бурые угли известны в верхнем макроритме формации (толагайской и частью тайсуганской свитах) и насчитывают до 26 пластов. Они обладают достаточной теплотворной способностью (5600—6800 *ккал* на горюч. массу) и могут использоваться в качестве энергетических, а также в качестве сырья для химической промышленности.

Заслуживают известного внимания конгломераты акжальской свиты среднего — позднего триаса, в разрезе которой возможны погребенные золотоносные россыпи.

Формирование отложений молассовой формации происходило в длительно развивавшихся наложенных прогибах, унаследованных от предшествующего этапа, но заметно редуцированных. В течение продолжительных отрезков геологического времени они развивались без существенной структурной перестройки. Большинство из прогибов к этому времени прекратило свое существование (Джеменейский, Сарыуленский). Продолжавшееся опускание и аккумуляция осадков происходили лишь в Кендерлыкском прогибе, сильно сократившимся по площади. Неполные разрезы формации, включающие обычно лишь ее средний макроритм (акжальскую свиту), наблюдаются в прогибах, несколько смещенных по отношению к позднепалеозойским наложенным прогибам. Однако в своем распространении они все же тяготеют к наиболее опущенным в верхнем палеозое участкам (Сарыуленская и Чаган-Обинская мульды). Любопытно при этом, что неполные разрезы формации локализуются возле участков, которые в предшествующий этап развития были относительно приподнятыми и являлись во время образования лимнической угленосной формации областью накопления наземной трахибазальтово-трахилипаритовой формации.

Наземная молассовая формация характеризуется своеобразной, одной ей присущей ассоциацией пород — переслаиванием конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников с пластами каменных и бурых углей и подчиненными алевролитами, аргиллитами и сидеритами. Наземная молассовая формация знаменует своим появлением заметную активизацию тектонических движений. Интенсивные тектонические движения, обусловившие ее появление, имели место в конце поздней перми и в раннем — среднем триасе. Они выразились воздыманием восточного крыла

Сарытологойской глыбовой поперечной структуры, ограничивающей с востока Кендерлыкскую мульду. Это поднятие привело к формированию горного рельефа. Меньшее поднятие испытывали участки, расположенные северо-западнее этой структуры, на что указывает изменение фаций и мощностей отложений в этом направлении. Усиление тектонических подвижек произошло также в рэтском веке (перед отложением тайсуганской свиты), когда область сноса сместилась к северо-востоку от современной Кендерлыкской мульды.

ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Рассматриваемая формация распространена в Саурском хребте Жарма-Саурской зоны и горах Семейтау и Актюбе Западно-Калбинской зоны.

Хребет Саур. Накопление вулканогенных образований происходило одновременно с формированием лагунного комплекса осадков лимнической угленосной формации. В результате проявления вулканизма здесь были сформированы толщи вулканогенных образований, представленные преимущественно эффузивными фациями базальтов и липаритов с повышенной щелочностью, отнесенные нами к единой трахибазальт-трахилипаритовой формации. В составе формации в возрастном отношении четко выделяются две серии, отличающиеся и по своим петрографо-петрохимическим особенностям: нижняя — трахидацитовая — андезитовая — трахибазальтовая и верхняя — существенно плагиолипаритовая. Нижняя серия входит в состав акансайской и кендерлыкской свит, распространенных исключительно в пределах Северо-Саурской подзоны и локализованных в Кендерлыкском и Джеменейском прогибах. Кроме того, вулканические образования нижней серии образуют самостоятельные толщи, синхронные по времени акансайской и кендерлыкской свитам и распространенные вне пределов прогибов. Верхняя серия слагает целиком чурукскую свиту раннепермского возраста, имеющую незначительное площадное распространение как в Северо-Саурской, так и в Южно-Саурской подзонах. В целом пространственное распространение формации характеризуется следующими особенностями. В Северо-Саурской подзоне выделяются: южная полоса вулканогенных образований, переслаивающихся с отложениями угленосной формации, и северная полоса преимущественно вулканических образований. Первая из них совпадает с южной периферией мульдообразного Кендерлыкско-Приманракского прогиба; вторая — с северным его обрамлением с Сайканским внутренним поднятием. В Южно-Саурской подзоне полоса распространения вулканических толщ данной формации приурочена к узким прогибам близиротного простирания.

Нижняя серия — трахидацитовая — андезитовая — базальтовая распространена в обеих подзонах, отличаясь, однако, от них объемом вулканических образований и их составом. Так, в северной полосе Северо-Саурской подзоны и в Южно-Саурской подзоне, несмотря на большой объем вулканических образований серии, они представлены исключительно лавами андезитов и базальтов. В южной полосе Северо-Саурской подзоны, при меньшей мощности, вулканогенные образования серии характеризуются более пестрым составом (от трахидацитов до платобазальтов)

и переслаиваются с угленосными отложениями. Формирование серии началось с излияния маломощных покровов лав стекловатых гиперстеновых андезитов, которые чередуются с конгломератами. Мощности отдельных покровов составляют первые метры и характеризуются незначительным площадным распространением. Мощность андезитовой пачки составляет первые десятки метров в южной полосе Северо-Саурской подзоны, несколько увеличивается в северной ее полосе и достигает максимума первой сотни метров в Южно-Саурской подзоне. В андезитовой пачке отмечаются покровы гиалоандезитов с гиперстеном, базальтической роговой обманкой, биотитом и кислым плагиоклазом во вкрапленниках, что свидетельствует о некоторой повышенной щелочности этих пород. Вторая пачка нижней серии, представленная сравнительно маломощными быстро выклинивающимися покровами трахидацитов и их туфов, наиболее распространена в южной полосе Северо-Саурской подзоны. Мощности покровов здесь колеблются от первых метров до первых десятков метров. На границе двух пачек покровы трахидацитов переслаиваются с покровами гиалоандезитов. Это свидетельствует о синхронности излияний андезитов и эрупции трахидацитов. Отсутствие сохранившихся вулканических аппаратов, давших андезиты нижней пачки, затрудняет решение вопроса их пространственной локализации. В то же время для трахидацитов известны многочисленные реликты соответствующих им вулканических аппаратов. Среди последних различаются цилиндрические некки (водораздел рр. Акансай и Эргизбай) размерами от первых метров до первой сотни метров в поперечнике и лакколитоподобные экструзивные купола примерно тех же размеров. Подводящие каналы экструзивных куполов имеют в плане удлиненную дайкообразную форму с соотношением длины к ширине примерно 10 : 3. Реликты вулканических аппаратов сложены как полустекловатыми флюидальными трахидацитами, так и их пирокластическими разностями. Реликты вулканических аппаратов расположены около полосы распространения трахидацитовых покровов. Протяженность вулканической зоны около 25 *км*; ее простирание западно-северо-западное. В вулканической зоне отдельные вулканы связаны между собой протяженными дайкообразными телами, выполненными пирокластическими разностями трахидацитов. По направлению на запад интенсивность проявления трахидацитового вулканизма постепенно падает, а на восток резко исчезает.

Верхняя пачка нижней серии представлена базальтами с несколько повышенной щелочностью. Мощность вулканогенных (существенно лавовых) образований максимальна для северной полосы Северо-Саурской подзоны и для Южно-Саурской подзоны, достигая в обоих участках нескольких сотен метров. Накопление базальтовой пачки повсеместно началось с излияния двупироксеновых безоливиновых трахибазальтов и завершилось излиянием оливиновых долеритов, базальтов и плагиобазальтов. Характерной особенностью пород нижней серии является в большинстве случаев их кайнотипный облик со значительным количеством стекла; локально проявлена хлоритизация, карбонатизация (в трахидацитах) и весьма слабо проявлена гематитизация. К нижней серии нами также отнесены линзовидные прослои пепловых туфов дацитового состава, конгломератовые литокристаллокластические туфы дацитов — так называемые «туфы с древесиной» (по Н. К. Василенко), залегающие в основании раннепермского разреза Кендерлыкской мульды.

Верхняя серия — плагиолипаритовая распространена там же, где и нижняя серия. В северной полосе Северо-Саурской подзоны и в Южно-Саурской подзоне вулканические образования верхней серии имеют максимальное развитие, причем границы их в основном, совпадают с вулканитами нижней серии. В южной полосе Северо-Саурской подзоны (в пределах южной части Кендерлыкского прогиба) верхняя серия имеет наименьшее развитие, отделяясь от вулканитов нижней серии мощной толщей нормально-осадочных угленосных образований. В местах максимального развития верхней серии последняя представлена исключительно экструзивными куполами, достигающими значительной мощности и размеров (от сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров). Только в некоторых участках вблизи экструзивных куполов развиты покровы соответствующих эффузивов с преобладающими пирокластами. Мощности куполов достигают первой сотни метров, мощности покровов — до первых десятков метров. Купола уплощенной формы. Для куполов характерно вихревое расположение флюидальности. Дайкообразные подводящие каналы маломощные, ориентированные в обеих подзонах в северо-восточном направлении. Для подводящих тел также характерны ясно флюидальные текстуры. Необходимо отметить, что подобные экструзивные купола и сопутствующие им эффузивно-пирокластические покровы распространены лишь на востоке региона и неизвестны на западе. Однако на западе региона (хр. Монрак) имеют ограниченное распространение экструзии и покровы биотитовых липаритов, по всей вероятности, также относящиеся к верхней серии данной формации. Для них характерно присутствие эгирина.

Если в названных участках верхняя серия представлена экструзиями и подчиненными покровами плагиолипаритов преимущественно в эффузивной фации, то в пределах Кендерлыкской мульды верхняя серия представлена маломощным (2,1—1,5 *м*) покровом биотитовых витрокристаллокластических туфов плагиолипаритового состава (так называемый «биотитовый туф»). Указанный горизонт туфов является маркирующим из-за большой протяженности и своеобразия облика. Этот горизонт прослеживается на десятки километров, не изменяясь по облику и составу.

Формирование вулканитов верхней серии началось после некоторой паузы и, по всей вероятности, соответствует началу раннепермской эпохи. Субвулканические тела и экструзивные купола локализованы вдоль близмеридиональных ослабленных зон, ограничивающих в поперечном направлении верхнепалеозойские мульдообразные прогибы. Типичными вулканическими породами верхней серии являются существенно альбитовые псевдосферолитовые порфиры и плагиолипариты. Характерными вторичными изменениями являются каолинизация и опализация, связанные преимущественно с локально проявленной фумарольной деятельностью того же вулканического цикла (иногда даже с образованием кремнистых травертинов).

Таким образом, вулканизм средне-позднекаменноугольного — раннепермского времени проявлялся на территории региона неравномерно. Вулканическая деятельность локализовалась преимущественно по периферии малоамплитудных прогибов этого времени. Вулканиты верхней плагиолипаритовой серии распространены на еще меньшей площади, нежели нижней, и локализуются в пределах полосы их распространения в виде изолированных участков, что свидетельствует об ограниченном

числе вулканов центрального типа, расположенных на ослабленных зонах северо-восточного простирания. На основании 24 силикатных анализов (рис. 46) можно сделать следующие выводы о петрохимических особенностях пород трахибазальт-трахилипаритовой формации: 1) породы формации образуют ряд от плато-базальтов до липаритов, причем наиболее распространены андезит-базальты, андезит-дациты и липариты; 2) основность пород, в общем, уменьшается от древних к молодым — этим они отличаются от образований семейтаусского комплекса, хотя внутри нижней серии наблюдается и обратная последовательность; 3) породы формации, особенно кислые разности их, отличаются по сравнению со средним типом вулканогенных пород повышенной щелочностью; причем в кислых разностях калий часто преобладает над натрием, что их сближает с породами семейтаусского комплекса.

Горы Семейтау и Актюбе. Трахибазальт-трахилипаритовая формация в наиболее типичном виде развита во внутренних частях Зайсанской складчатой системы: в горах Семейтау (Чарская подзона) и в горах Актюбе, близ устья р. Курчум (Баладжальская подзона). Комплекс вулканогенных пород горы Семейтау общей мощностью около 600 *м* имеет (по А. Н. Истомину и К. З. Сальменову) триасовый возраст. В разрезе вулканогенного комплекса, по Л. Н. Истомину, различаются три части: 1) нижняя, существенно лавовая часть разреза (мощностью в первые сотни метров) сложена (в возрастной последовательности) трахилипаритами, трахитами, базальтами; 2) средняя, осадочно-туфогенная часть разреза (мощностью в 90 *м*) — туфоалевролитами, туфопесчаниками (с флорой), эруптивными брекчиями кварц-анортоклазовых порфиров, туффитами; 3) верхняя, игнимбрит-экструзивно-лавовая часть разреза (мощностью 274—400 *м*) — липаритовыми игнимбритами (74—203 *м*), экструзиями анортоклазовых липаритов и ортофиров, покровами анортоклазовых и латитовых порфиров (200 *м*). В центральной части гор эрозией вскрыта дифференцированная субвулканическая интрузия. Южнее ее крыло сложено анортоклазитами, монцонитами, габбро и, возможно, более основными породами; северное крыло — субщелочными гранитами, на глубине возможно сменяющимися более основными породами.

На основании 500 силикатных анализов вулканогенных пород можно сделать следующие выводы о петрохимических особенностях комплекса: 1) увеличение основности от более ранних кислых разновидностей пород к более поздним основным разновидностям; 2) присутствие двух рядов пород — нормального и пересыщенного глиноземом при закономерном превалировании нормального ряда с увеличением основности пород; 3) увеличение отношения окиси магния к суммарному содержанию окислов железа по мере возрастания основности пород, с резким преобладанием магнезиальной составляющей над железом; 4) повышенная щелочность пород; преобладание в кислых разностях калия над натрием (рис. 47).

На основании спектральных анализов приходим к выводу о «сквозном» присутствии в породах ванадия, кобальта, никеля и бария. Установлено высокое содержание газовой фазы в липаритовых игнимбритах, в несколько раз превышающее количество летучих в аналогичных породах Армении, Закарпатья, Забайкалья и Северной Америки. Характерно повышенное содержание серы и углерода. Термическими анализами установлено присутствие в липаритовом стекловатом игнимбрите двух

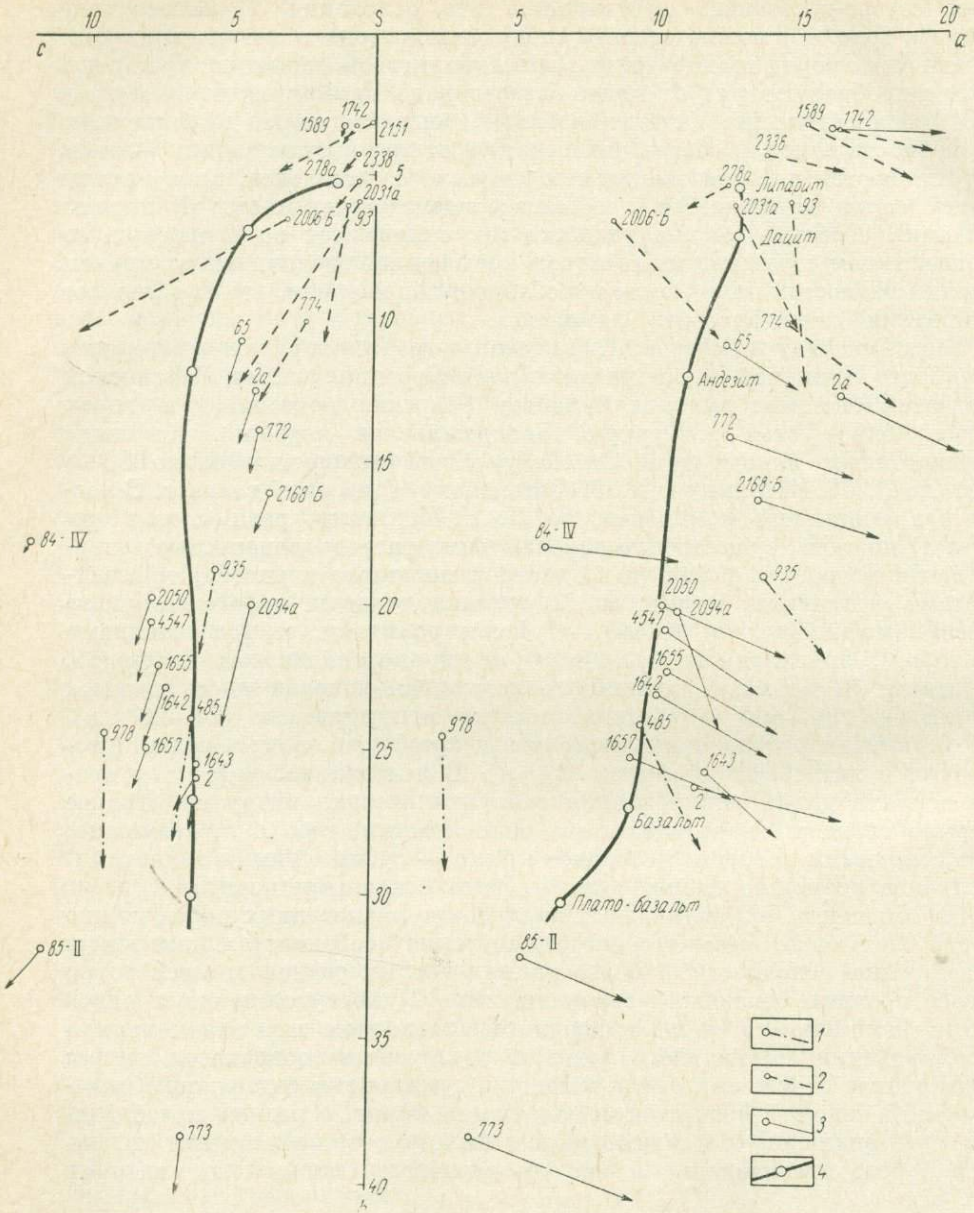


Рис. 46. Петрохимическая диаграмма пород трахибазальто-трахилипаритовой формации (хр. Саур)

1 — трахидолеритовая субформация; *2* — трахилипаритовая субформация; *3* — трахиандезитовая субформация; *4* — «эволюционная» кривая средних типов эффузивных пород, по Дэли

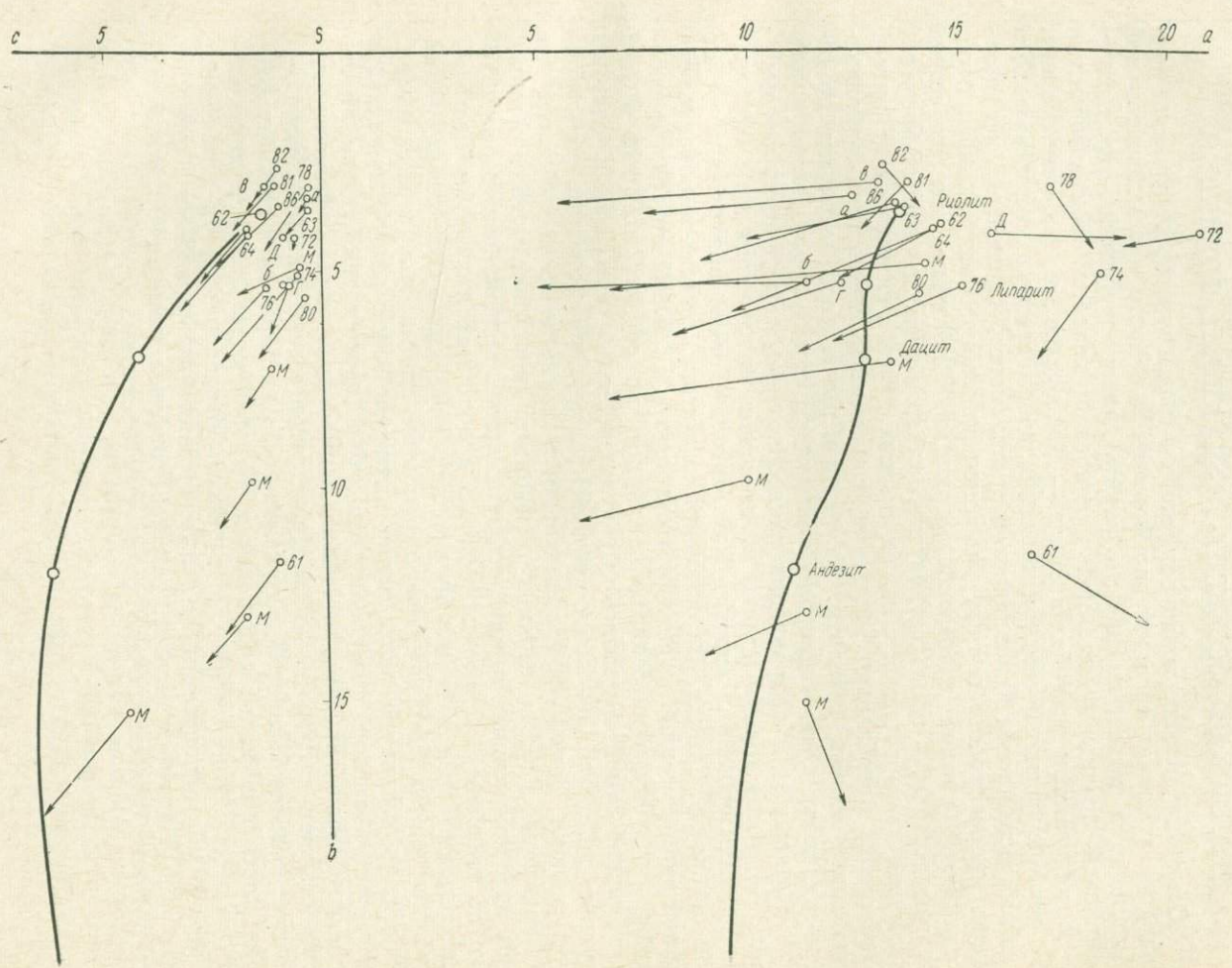


Рис. 47. Петрохимическая диаграмма пород трахибазальтово-трахилипаритовой формации горы Семейтау

типов высокотемпературных вод: «перлитового» (гидратационного) с температурой выделения 400—550° и обсидианового с температурой выделения более 650°.

По данным изучения искусственных шлихов установлено наличие в породах, кроме характерной флюоритовой минерализации, минералов: ильменита, апатита, лейкоксена, циркона. Отмечена также вкрапленность халькопирита, пирротина, графита.

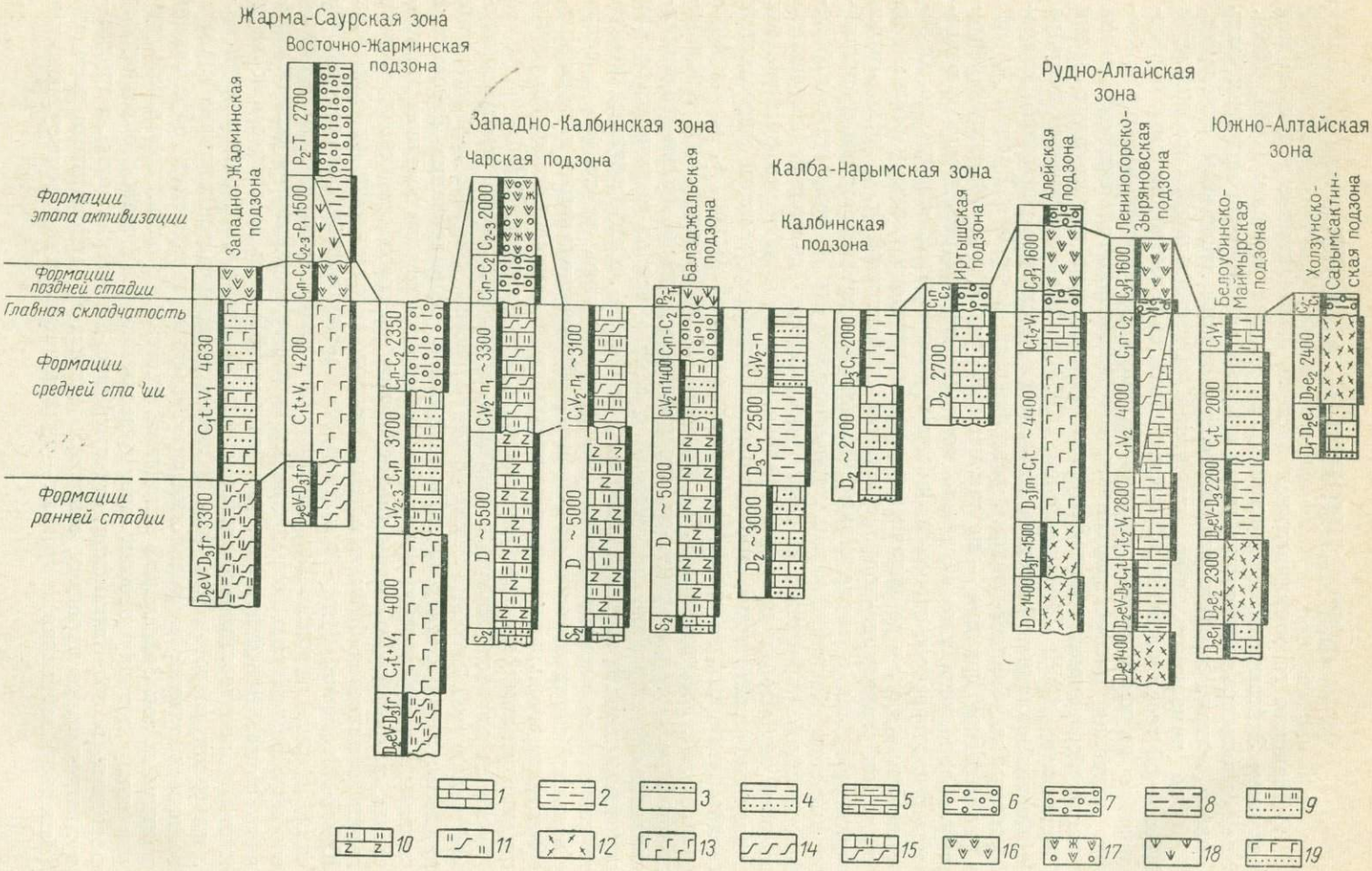
ТРАППОВАЯ (ЭССЕКСИТ-ДИАБАЗОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Осадконакопление позднепермского — раннетриасового времени проходило в условиях молодой платформенной области в континентальной обстановке и положило начало формированию терригенно-угленосного комплекса осадков — наземной угленосной молассы, локализованных в унаследованных прогибах в Сауре — Кендерлыкском и Джеменейском. На востоке региона осадконакопление этого времени сопровождалось слабыми вспышками вулканической деятельности, приведшей к образованию малораспространенных вулканических образований, относящихся к траповой (эссексит-диабазовой) формации. К последней отнесена толща (первые десятки — сотни метров) пирокластов типа лохаровых брекчий, состоящая из горизонтов разнообломочных туфов с глинистым цементом. В обломках преобладают микроминдалекаменные интенсивно карбонатизированные андезит-базальты. Указанная толща распространена по северо-западному краю Кендерлыкской мульды, резко выклиниваясь к югу и замещаясь в этом направлении разнообломочными терригенными породами. Подобные породы (наряду с интенсивно ожелезненными и карбонатизированными лавами андезит-базальтового состава) обнаружены также и на севере хр. Сайкан. На остальной территории наземные образования данной вулканогенной формации отсутствуют. Больший интерес представляют их субвулканические образования, по составу которых и дано определение самой формации. Субвулканические образования слагают крупные дайки (до 20—25 *км* протяженностью), рассекающие все структуры региона. Замечательны изменения в строении таких дайковых тел по вертикали: в более верхних горизонтах даек локализованы мощные зоны эндоконтактовых микроминдалекаменных андезит-базальтов, похожих по внешнему облику на таковые в обломках лохаровых брекчий. Центральные части даек на этих уровнях и вся дайка полностью в более глубоких частях сложены мелкокристаллическими эссексит-диабазами. Диабазовая структура обусловлена наличием зерен олигоклаз-андезита с каемками калиевого полевого шпата и буроватого титан-авгита. Обычен рудный минерал (титаномагнетит и ильменит в пластинчатых выделениях). Мощность даек от 1,5 до 12—15 *м*. Простирание северо-западное и меридиональное; падение близкое к вертикальному. Для пород даек весьма характерна концентрически-скорлуповатая шаровая отдельность в центральной части тел. По-видимому, эти дайки образовались путем заполнения трещин лавой, одновременно с вулканическими извержениями в северной части района из серии мелких вулканов, сопровождаемыми обилием грязевых потоков, давших начало лохаревым брекчиям.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Зайсанская геосинклинальная система была впервые выделена под названием Зайсанской геосинклинали В. П. Нехорошевым (1934, 1958). К ней относились территории Алтая и Калбы, в том числе западная часть Горного Алтая, характеризовавшиеся широким развитием девонских, а также каменноугольных отложений. Отличительной особенностью Зайсанской геосинклинальной системы (или складчатой системы, образовавшейся на месте геосинклинальной системы) является в первую очередь широкая распространенность нижнекаменноугольных отложений и четко выраженная северо-западная ориентировка структурных линий (Нехорошев, 1958; Хисамутдинов, 1963). Северо-восточная граница Зайсанской складчатой системы проводится по системе разломов (Северо-Восточный глубинный разлом), разделяющих Горный и Рудный Алтай, а юго-западная граница — по так называемому Калба-Чингизскому разлому. Давно уже было обращено внимание на неоднородность и поясовость геологического строения Зайсанской складчатой области, но объяснение этому факту до недавнего времени давалось главным образом на основании структурно-морфологических особенностей (т. е. основываясь не на причинах, а на следствии). Выделялись антиклинорные и синклинорные зоны, возникшие, как тогда предполагали, в результате позднепалеозойской складчатости; сама геосинклиналь считалась заложенной на всей территории в среднем девоне. Однако в обобщающих работах последнего десятилетия, производившихся по результатам многолетних геологосъемочных работ (В. П. Нехорошев, В. Н. Огнев, Е. Д. Василевская, Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, В. А. Комар, М. Г. Хисамутдинов и др.), стало отмечаться, что неоднородность развития геосинклинальной системы была присуща ей с самого начала заложения, о чем свидетельствовали состав и мощности отложений. Сами крупные морфотектонические элементы возникали и развивались не только в связи с конечной складчатостью, но с любыми дифференциальными движениями, в том числе и с движениями, имевшими место в ранние и особенно средние стадии развития подвижной области (Хисамутдинов, 1963).

Различие геологического строения отдельных частей рассматриваемой складчатой системы легко устанавливается уже при сопоставлении их геологических разрезов. Геологическое районирование Зайсанской системы в первом приближении можно было произвести по типам геологических разрезов. По типам геологических разрезов среднего и отчасти верхнего палеозоя были выделены крупные геологические районы-зоны: Южно-Алтайская, Рудно-Алтайская, Калба-Нарымская, Западно-Калбинская, Жарма-Саурская. Каждая из зон в свою очередь, по тем или иным особенностям разреза подразделяется на две-три подзоны — районы меньшего ранга. Действительно, уже из рассмотрения геологических карт, карты геологических формаций (см. рис. 4), профилей сопоставления геологических разрезов (см. рис. 2) легко усматривается наличие существенных различий в литологическом составе герцинских образований различных зон Зайсанской складчатой системы. В одних зонах весь разрез снизу доверху сложен преимущественно осадочными обломочными породами (Калба-Нарымская, отчасти Южно-Алтайская зоны), в других — вулканогенными породами основного состава и карбонатными породами (Западно-Калбинская), в третьих — вулканогенными породами существенно


Жарма-Саурская зона
Восточно-Жарминская подзона
Западно-Жарминская подзона
Западно-Калбинская зона
Чарская подзона
Баладжальская подзона
Калба-Нарымская зона
Калбинская подзона
Иртышская подзона
Рудно-Алтайская зона
Алейская подзона
Лениногорско-Зыряновская подзона
Южно-Алтайская зона
Белоубинско-Маимырская подзона
Холзунско-Сарымсактинская подзона
Формации этапа активизации
Формации поздней стадии
Главная складчатость
Формации средней стадии
Формации ранней стадии

кислого состава (Рудный Алтай), а в четвертых — породами преобладающе андезитового состава (Жарма-Саурская зона). Различия в типе развития выделяемых зон подчеркиваются помимо состава и последовательности литологических комплексов асинхронностью перерывов в осадконакоплении, различиями в проявлениях интрузивного магматизма и металлогении, характером складчатых и разрывных дислокаций, а также особенностями геофизических полей силы тяжести и магнитного поля, отражающих глубинное строение земной коры и, возможно, верхней мантии. Известная автономность развития зон складчатой системы особенно четко выделяется при формационном анализе, который увязывает осадконакопление, магматизм и другие геологические процессы с тектоническим развитием земной коры в пределах рассматриваемого региона. Формационный анализ позволил с большой уверенностью и четкостью установить границы структурно-формационных зон, проследить развитие этих зон во времени и пространстве, расчленение их на структуры меньшего порядка, а также наметить основные стадии их развития. Отражением всего этого являются вертикальные формационные ряды, сформировавшиеся в пределах той или иной зоны складчатой системы. Как видно из изложенного, различия в строении и развитии структурно-формационных зон наметились с самого начала заложения геосинклинальной системы и проявились в одновременном образовании уже в раннюю стадию развития в разных частях геосинклинали разнотипных формаций: кремнисто-карбонатно-диабазовой, кремнисто-андезито-диабазовой, кварц-кератофировой, карбонатно-песчанико-сланцевой (рис. 48). Из анализа развития зон видно, что в последующие стадии развития наметившийся в раннюю стадию литологический профиль структурных зон преемственно сохранялся. В итоге, в процессе всего геосинклинального цикла в пределах складчатой системы сформировалось несколько (вертикальных) рядов формаций, отражающих историю развития того или иного ее участка (или зоны). Раньше всего формирование такого ряда формаций началось в Западной Калбе, но в соответствии с принятым порядком, формационные ряды рассматриваются последовательно с северо-востока на юго-запад.

Рис. 48. Разрезы геологических формаций Зайсанской складчатой системы

1 — карбонатно-песчано-сланцевая; *2* — аспидная; *3* — флишевая; *4* — флишоидная песчанико-сланцевая; *5* — известковисто-сланцевая; *6* — морская молассовая; *7* — наземная молассовая; *8* — лимническая угленосная; *9* — известняково-кремнисто-песчаниковая; *10* — кремнисто-карбонатно-диабазовая; *11* — кремнисто-андезит-диабазовая; *12* — кварц-кератофировая; *13* — островная базальт-андезитовая; *14* — приразломная андезит-базальтовая; *15* — известняково-кремнисто-базальтовая; *16* — андезит-трахидацитовая; *17* — андезит-молассовая; *18* — трахибазальт-трахилипаритовая, *19* — флишоидная туффитовая

Формационный ряд Южно-Алтайской зоны. Южно-Алтайская зона, находящаяся между каледонскими сооружениями Горного Алтая на востоке и Рудным Алтаем на западе, в герцинском цикле характеризовалась, в большей степени, миогеосинклинальным типом развития, чем эвгеосинклинальным, хотя вулканическая деятельность здесь также проявлялась, но она не изменила существенно последовательность процессов осадконакопления, характерную для зон миогеосинклинального типа. Каледонское основание в Южно-Алтайской зоне, видимо, представлено дислоцированными карбонатно-терригенными отложениями ордовикско-раннесилурийского возраста, на которых в хр. Листвяга несогласно залегают ранне-

девонские отложения. Ранне- и среднедевонские отложения, относящиеся к карбонатно-песчанико-сланцевой формации, слагают низы разреза зоны. Они, видимо, отлагались в расширявшемся унаследованном прогибе. Карбонатно-песчанико-сланцевая формация на 75—80% состоит из обломочных псаммитовых, алевро-псаммитовых и алевритистых пород, содержащих в цементе и карбонатный материал. Среди обломочных пород, переслаиваясь с ними, залегают известняки как в виде тонких пропластков, так и линз мощностью в несколько сотен метров мощностью. Часть массивов известняков является рифогенными. Отложениям формации свойственна средняя или толстая, иногда тонкая горизонтальная (параллельная) слоистость; косая слоистость для них не характерна. В прилегающих к Рудно-Алтайской зоне участках Южно-Алтайской структурно-формационной зоны (Успенско-Карелинская полоса), карбонатно-песчанико-сланцевая формация в латеральном направлении замещается туфами и туффитами кварц-кератофировой формации. В некоторых участках зоны, прилегающих к Горному Алтаю, в разрезе формации отмечаются отдельные покровы основных эффузивов. Значительная мощность отложений (от 1500 до 4000 *м*), олигомиктовый состав обломочных пород, хорошая окатанность и сортировка зерен, характер слоистости, свидетельствуют о накоплении формаций в условиях длительного, достаточно плавного, прогибания дна расширяющегося мелководного морского бассейна. Сильная фациальная изменчивость и присутствие рифов, видимо, были обусловлены неровностями дна бассейна и наличием в это время архипелага погружающихся островов. Областью сноса являлась низкая суша и острова. Движения различных участков дна бассейна были слабо дифференцированы.

В отличие от сходной Калба-Нарымской зоны отложение осадков формации в дальнейшем было осложнено вулканическими процессами и накоплением вулканогенных образований кварц-кератофировой формации. В крайней юго-восточной части Южно-Алтайской зоны, в Байбердинской подзоне, вулканическая деятельность началась в начале эйфельского века, а на остальной территории зоны — в позднем эйфеле. В Южно-Алтайской зоне вулканическая деятельность проявилась крайне неравномерно, локализуясь около изолированных вулканических центров, видимо, располагавшихся цепочками вдоль разломов северо-западного направления, на их скрещениях с поперечными разломами. В результате этого в разрезе эйфельских отложений вулканогенные образования кварц-кератофировой формации слагают невыдержанной мощности толщи, то раздувающиеся, то утоняющиеся почти до полного выклинивания, они переслаиваются с морскими осадочными толщами. Как и в Рудно-Алтайской зоне, для кварц-кератофировой формации характерно преобладание пород кислого состава с повышением их основности, как правило, от более древних к более молодым образованиям; причем, если начальным излиянием кислых лав был свойствен преобладающе липаритовый состав, то в последующих излияниях преобладали кварцевые плагиопорфиры и еще более основные разности эффузивов. Недосыщенность щелочами в породах кварц-кератофировой формации Южно-Алтайской зоны проявлена в меньшей степени, чем в породах Рудно-Алтайской зоны. Другим составом и обратной (гомодромной) последовательностью формирования, по сравнению с кварц-кератофировой формацией Юго-Западного Алтая, характеризуются одновозрастные им вулканогенные толщи

соседних участков Горного Алтая. По данным В. Е. Попова, Д. Г. Ажгирея и В. В. Коробова, нижняя часть разреза этих толщ сложена преимущественно основными и средними эффузивами, переслаивающимися с осадочными породами, а верхняя часть — кислыми эффузивами существенно липаритового состава. Северо-восточная граница Южно-Алтайской зоны проводится по тектоническому стыку именно этих двух различных вулканогенных комплексов.

Формирование кварц-кератофировой формации завершилось проявлением на северо-востоке Южно-Алтайской зоны частной инверсии и фазы складчатости, с которой совпадает внедрение комплекса гипабиссальных гранитоидных интрузий, представленных интрузивными телами гранит-порфиров, микроплагиогранитов, кварц-диоритовых порфиров, а также гранитоидов более глубинных фаций. В начале живетского века единая Южно-Алтайская зона разделилась на две части: на краевое поднятие Холзунско-Сарымсактинской подзоны и подзону Белоубинско-Маймырского внутреннего прогиба, где накопление кварц-кератофировой и карбонатно-песчано-сланцевой формации без перерыва сменилось отложением осадков аспидной формации. Холзунско-Сарымсактинская подзона с этого момента никогда больше полностью морем не покрывалась. Отложение позднеживетских осадков известковисто-сланцевого состава имело место здесь лишь на незначительных участках остаточных прогибов, в период ингрессии моря. Об этом свидетельствует наличие небольшой мульды в хр. Сарымсакты и фаунистически охарактеризованных позднеживетских сланцев, лежащих несогласно на эйфельских отложениях.

Аспидная формация живетско-позднедевонского возраста, залегающая согласно на осадочно-вулканогенных образованиях кварц-кератофировой формации, характеризуется большой мощностью однообразных тонкообломочных, достаточно равномернозернистых пород (от пелитов до мелкозернистых, редко среднезернистых песчаников) олигомиктового состава: породы темной или черной окраски иногда известковисты, обогащены обугленным растительным детритом, спорами и пыльцой, включениями пирита. Все это указывает на то, что формирование их происходило длительно и в зонах устойчивого прогибания. Осадки накапливались в относительно изолированном морском бассейне в условиях слабых пульсационных колебательных движений при тенденции к медленному прогибанию его дна. По-видимому, областью сноса была расположенная рядом низкая суша, где не было энергичного размыва. Об этом же свидетельствует обилие в породах спор и пыльцы, принадлежащей главным образом плауново-папоротниковой флоре (Михайлов, 1961, 1963). Состав спор и пыльцы указывает на влажные условия в период формирования аспидной формации. Пиритизация указывает на некоторую засолоненность и застойность бассейнов, где происходило накопление осадков. Наличие остатков морских лилий и брахиопод в отложениях аспидной формации подтверждает аккумуляцию осадков в морских условиях. Поскольку в период формирования аспидной формации в пределах Холзунско-Сарымсактинской подзоны осадконакопления не было, можно предполагать, что она и представляла собой область сноса. Тонкая горизонтальная (плоскопараллельная) слоистость на всей площади развития аспидной формации свидетельствует о существовании единых, достаточно однообразных, условий на всей территории подзоны. Отсутствие или

скудность находок фауны связана, видимо, с особенностями режима осадконакопления. О тектоническом режиме периода образования формации можно судить по строению ее разреза.

В аспидной формации Южно-Алтайской зоны условно можно выделить три цикла седиментации, соответствующие трем ее частям. Два нижних прогрессивных цикла начинаются пачкой преобладающе песчаниковой и кончаются глинисто-сланцевой (причем второй цикл начинается с отложения наиболее грубозернистых осадков). Третьему циклу соответствует верхняя существенно сланцевая толща, в которой отмечаются отдельные пачки с ритмичностью флишевого типа, очевидно, отвечающие зарождению инверсии. Известковистость в виде цементирующего вещества пород свойственна нижней части разреза формации и некоторым горизонтам средней, в верхней части отсутствует. Кроме тонкообломочных пород в нижней и особенно в средней части в незначительном количестве содержатся вулканогенные породы основного и кислого состава. Из акцессорных минералов распространены апатит, сфен, гранат.

Разнонаправленный характер вертикальных движений двух подзон Южно-Алтайской зоны (Холзунско-Сарымсактинской и Белоубинско-Маймырской) предопределил возникновение на их стыке глубоких расколов (Маркакульско-Белоречинский разлом), послуживших магмоподводящим каналом для силловых диабазовых интрузий габбро-диабазовой формации, внедрившихся, видимо, в конце позднего девона (так как среди отложений последующей флишевой формации предположительно турнейского возраста их нет). Отложением аспидной формации завершается ранняя стадия развития Южно-Алтайской зоны. Породы формаций ранней стадии развития смяты в крутые линейные складки, нередко, в особенности вблизи глубинных разломов, характеризующиеся крутопадающими шарнирами и осложненные дополнительными опрокинутыми складками низшего порядка.

В совершенно других условиях, по сравнению с аспидной формацией, происходило накопление флишевой формации, отложения которой залегают на подстилающих породах аспидной формации без видимого несогласия, но резко изменяясь при этом в составе. Флишевая формация развита исключительно в пределах Белоубинско-Маймырской подзоны. На большей части Холзунско-Сарымсактинской подзоны в период формирования флишевой формации, видимо, осадки не отлагались, лишь на небольшом участке Бухтарминской наложенной мульды во время кратковременной ингрессии моря, обусловленной широкой турнейской трансгрессией, отложились обломочные осадки и известняки известковисто-сланцевой формации и имело место проявление вулканизма островной андезит-дацитовой формации. Образования известково-сланцевой и островной андезит-дацитовой формаций залегают с резким угловым несогласием на различных горизонтах кварц-кератофировой и карбонатно-песчанико-сланцевой формаций. Флишевая формация характеризуется целым рядом особенностей, к числу которых относятся: 1) большая мощность; 2) полимиктовый состав, преимущественно песчаниковый, разной зернистости, и алевролитовый, реже гравелитовый и аргиллитовый; 3) флишевая ритмичность прогрессивного типа с уменьшением размера зерен в ритме снизу вверх; 4) на фоне общей флишевой ритмичности в разрезе формации выделяются два мегацикла, указывающие на изменения в тектоническом режиме, каждый из которых в нижней части характеризуется более круп-

ной зернистостью; 5) значительные вариации в мощности ритмов; в нижней половине мегациклов преобладают ритмы III—IV порядков (по С. А. Афанасьеву), в верхних частях мегацикла широко проявлены простые ритмы I и II порядков, но наблюдаются и крупные сложные ритмы; 6) верхним частям мегацикла свойственна некоторая известковистость цемента пород; 7) органические остатки очень редки, встречаются только в верху второго мегацикла; 8) алевролитовым элементам ритма свойственна косая слоистость; 9) для пород формации характерна интенсивная складчатость, сравнительно мелкая изоклинальная и килевидная. Перечисленные особенности указывают на накопление флишевой формации при напряженных пульсационно-колебательных движениях на фоне сравнительно быстрого погружения дна бассейна. Относительная грубозернистость пород, наличие плохо отсортированных граувакковых песчаников, содержащих обломки малоустойчивых минералов и пород, флишоидная ритмичность свидетельствуют о близости области сноса (кордильеры), резко возвышавшейся над флишевым прогибом и подвергавшейся энергичному размыву. Такой кордильерой могла быть Холзунско-Сарымсактинская подзона, на территории которой в это время осадконакопление не происходило. Это предположение подтверждается и составом обломков в породах формации, среди которых большую роль играют обломки кислых эффузивов, диабазов, глинистых сланцев, широко развитых в девоне указанной территории. Из акцессорных минералов распространены лейкоксен, апатит, турмалин, пирит.

Известково-сланцевая формация постепенно сменяет вверх флишевую. Для нее характерны: 1) значительная мощность (1500 *м*), 2) монотонный тонкозернистый и пелитовый состав, известковистость, зачастую темно-серый или черный цвет; хорошая отсортированность и олигомиктовый состав обломков, иногда тонкополосчатая, параллельно-слоистая, иногда массивная текстуры. Все эти признаки указывают на накопление осадков в спокойной тектонической обстановке, в сокращающемся бассейне с медленно погружающимся дном. Вследствие медленного, но устойчивого разрастания краевого Холзунско-Сарымсактинского поднятия за счет Белоубинско-Маймырского прогиба и миграции прогиба на юго-запад отложение осадков известковисто-сланцевой формации происходило, видимо, лишь в крайней, юго-западной части зоны в узком прогибе, расположенном над глубинным разломом, разграничивающим Рудно-Алтайскую и Южно-Алтайскую зоны. Осадки известковисто-сланцевой формации, широко развитые и в пределах соседней Лениногорско-Зыряновской подзоны, перекрыли этот важный тектонический шов. Позже возобновившиеся по нему тектонические подвижки привели к образованию системы сближенных разломов зоны интенсивного рассланцевания, секущих известковисто-сланцевую формацию. К этим разломам приурочены дайковые пояса и трещинные излияния лав, образовавших узкие вулканические гряды. Отложения известковисто-сланцевой формации, так же как и флишевой, смяты в мелкие складки. В зоне Березовского глубинного разлома, разделявшего Южно-Алтайскую и Рудно-Алтайскую зоны, верхневизейские отложения известковисто-сланцевой формации замещаются в латеральном направлении и выше по разрезу сменяются вулканогенными образованиями приразломной андезит-базальтовой формации. Эти образования слагают узкие грабен-синклинальные структуры в зоне упомянутого разлома.

Как уже отмечалось выше, на краевом поднятии Южно-Алтайской зоны, в Холзунско-Сарымсактинской и Байбердинской подзонах, известковисто-сланцевая формация развита очень ограниченно, она накоплялась в турнейское время лишь в локальных наложенных мульдах. Здесь известковисто-сланцевая формация частично замещает также локально развитую островную андезит-дацитовую формацию, а вверх по разрезу сменяет ее. В отличие от отложений Белоубинско-Маймырской подзоны в краевом поднятии в составе формации значительное участие принимают известняки.

Известковисто-сланцевой формацией и ассоциирующей с ней приразломной андезит-базальтовой формацией завершается средняя геосинклинальная стадия развития Южно-Алтайской зоны. Осадочные образования поздней стадии развиты ограниченно и представлены лишь угленосной молассой средне-позднекарбонового возраста. Вулканическая деятельность не проявилась совсем. Видимо, с позднего намюра вся территория Южно-Алтайской зоны превратилась в горную страну, где господствовали процессы денудации. Лишь в пределах относительно менее приподнятой Холзунско-Сарымсактинской и Байбердинской подзон в межгорной долине накопились молассовые образования. В конце стадии, видимо, в позднем карбоне или перми широко проявился магматизм гранитной формации с сопутствующим молибден-вольфрамовым и свинцово-цинковым оруденениями.

Таким образом, в Южно-Алтайской структурно-формационной зоне, на фундаменте, сложенном дислоцированными силур-ордовикскими терригенными отложениями, в герцинский тектоно-магматический цикл сформировался определенный вертикальный формационный ряд, в нижней своей части представленный карбонатно-песчанико-сланцевой и сменяющей ее кварц-кератофировой формациями, а выше разделяющийся на две ветви: формационный ряд Белоубинско-Маймырского внутреннего геосинклинального прогиба и формационный ряд Холзунско-Сарымсактинского и (Байбердинского) краевого поднятия. В Белоубинско-Маймырской ветви последующий вертикальный ряд представлен сменяющимися во времени и пространстве аспидной, флишевой и известковисто-сланцевой формациями; с последней в периферической части подзоны ассоциирует вулканогенная приразломная андезит-базальтовая формация. В Холзунско-Сарымсактинской подзоне выделяется ряд формаций, разделенных во времени значительными перерывами и развитых на различных изолированных участках территории подзоны. К их числу относятся формации: позднеживетская известковисто-сланцевая, турнейская вулканогенная островная андезит-дацитовая, позднетурнейская известковисто-сланцевая, средне-позднекарбоновая наземная молассовая. Все названные формации повсеместно залегают на кварц-кератофировой формации или на кварц-кератофировой и карбонатно-песчанико-сланцевой формациях.

Интрузивные формации в Южно-Алтайской структурно-формационной зоне изучены пока недостаточно. Здесь выделяется послеэйфельский комплекс гипабиссальных гранитоидов переменного состава (от кварцдиоритовых порфиров и плагиогранит-порфиров до гранит-порфиров), относимый условно к плагиогранитовой формации, габбро-диабазовый комплекс позднедевонского возраста, ограниченно проявленный диорит-гранодиоритовый комплекс, ассоциирующий с островной андезит-дацито-

вой формацией, широко развит комплекс (калиевых) гранитов условно пермского возраста. Все они развиты преимущественно или в Холзунско-Сарымсактинской подзоне (плагиогранитовый комплекс, граниты), или тяготеют к границе двух подзон (габбро-диабазы). Кроме перечисленных комплексов в восточной части Белоубинско-Маймырской подзоны установлены комплексы: дайковых пород порфиритового состава, поздневизейско-намюрского возраста и дайковых пород пестрого состава позднепалеозойского возраста.

Формационный ряд Рудно-Алтайской зоны. В Рудно-Алтайской зоне фундамент отложений герцинского тектоно-магматического цикла представлен метаморфическими породами условно раннепалеозойского возраста. Отсутствие здесь силурийских и нижнедевонских отложений, развитых в других зонах, указывает на то, что в отмеченное время Рудный Алтай переживал период геоантиклинального развития, в результате чего здесь оказались выведенными на поверхность и попали в размыв нижнепалеозойские метаморфические породы и гранитоиды.

В геосинклинальное погружение Рудный Алтай был вовлечен, начиная с эйфельского века (см. рис. 48). Древнейшие образования герцинского цикла развития здесь представлены кварц-кератофировой формацией, вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования которой накапливались в подводных условиях, видимо, на всей площади Рудного Алтая. В составе кварц-кератофировой формации выделяются две группы вулканогенных пород, указывающие, видимо, на наличие двух источников образования формации, из них первая, преобладающе кислого состава, представлена (в порядке значимости) кварцевыми альбитофирами (кварцевыми кератофирами), альбитизированными кварцевыми плагиопорфирами, липаритами, дацитами, андезитами, а вторая группа, имеющая подчиненное значение, представлена диабазовыми и андезитовыми порфиритами. В разрезе кварц-кератофировой формации выделяются три серии (рис. 49), с каждой из которых связан комплекс субвулканических интрузий как кислых, так и основных. Мощность осадочно-вулканогенных образований формации очень изменчива (особенно для первой серии) и варьирует от 700 до 3500 *м*. Эта резкая изменчивость мощности формации, обусловленная неравномерным размещением вулканических центров, не нарушает, однако, выдержанную в пределах одной подзоны, но различную для разных подзон вертикальную последовательность осадочных и вулканогенных толщ. Накопление вулканогенных образований преимущественно в подводных условиях, несмотря на несомненное наличие в то время возвышающихся вулканических сооружений, указывает на достаточно быстрое погружение Рудно-Алтайской зоны. Сокращение площади проявления вулканизма в последний период формирования кварц-кератофировой формации указывает на постепенное истощение энергии очагов магмаобразования, что в конечном итоге и приводит к затуханию вулканической деятельности.

Преобладание в составе первичных пород кварцевых плагиопорфиров (натриевый ряд), наличие двух рядов пород (кислых и основных), в общем, антидромное развитие и другие особенности не позволяют, с нашей точки зрения, рассматривать вулканогенные породы кварц-кератофировой формации как производные одной базальтовой магмы. Еще менее правдоподобно представление об образовании формации за счет гранитной магмы. Кроме данных петрологического и тектонического порядка этому противо-

речат и материалы геофизических исследований. По геофизическим данным, Рудно-Алтайская зона, по сравнению с другими участками Зайсанской складчатой системы, а также обрамляющих ее каледонид Горного Алтая и Чингиза, характеризуется наиболее приподнятым «базаль-

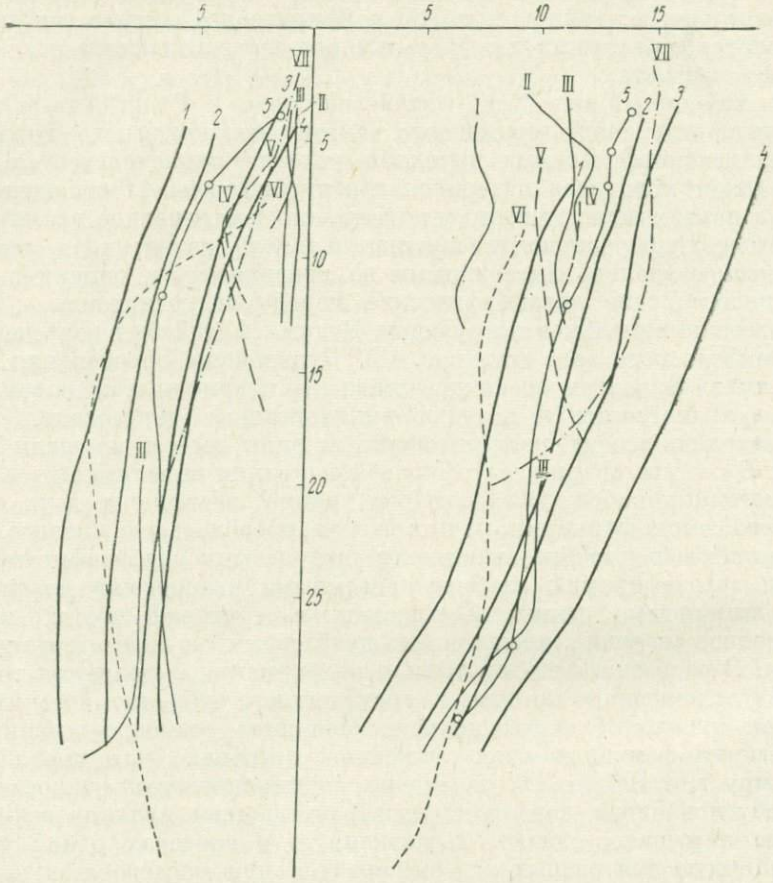


Рис. 49. Петрохимическая диаграмма средних составов вулканогенных комплексов Рудно-Алтайской зоны

I — первая серия кварц-кератофировой формации; II — вторая серия кварц-кератофировой формации; III — третья серия кварц-кератофировой формации; IV — первая серия островной андезит-дацитовой формации; V — вторая и третья серии островной андезит-дацитовой формации; VI — приразломная андезит-базальтовая формация; VII — трахиандезит-трахидацитовая формация: 1 — тип Пеле; 2 — тип Лассен-Пик; 3 — тип Сан-Франциско; 4 — тип Этны; 5 — средние составы пород, по Дэли

товым» слоем и наименьшей толщиной гранитного слоя (Иванкин и Горжевский, 1961 г.; Хисамутдинов, 1963 г.; Любецкий, 1965 г.). Поэтому нам представляется наиболее правдоподобным представление об образовании магмы рассматриваемой формации путем вплавления (синтексису по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу) по г. Реслеру (Rösler, 1960) материала осадочно-гранитного слоя в базальтовую магму, проникавшую в высокопроницаемую полосу растяжения, какой является Рудно-Алтайская

зона. Несомненно, эти процессы глубинной ассимиляции протекали на достаточно большой глубине. По подсчетам О. Элснера (1964), при ассимиляции 70 частями базальтовой магмы 30 частей глинистых сланцев должна возникнуть порода, близкая по составу к кератофирам и кварцевым кератофирам, но отличающаяся недостачей щелочей (натрия), что в нашем случае и имеет место (см. рис. 49). Высказанное представление подкрепляется и геохимическими данными (см. рис. 26—30): в породах кварц-кератофировой формации часто присутствуют в вышекларковых количествах, наряду с барием, стронцием, бериллием, иттрием, галием, цирконием, молибденом такие элементы, как хром, никель, кобальт, скандий, титан, ванадий — характерные для основных магм. В породах кварц-кератофировой формации почти постоянно в качестве вкрапленников присутствует альбит, почему большая их часть в свое время получила наименование кварцевых кератофиров. Детальные петрографические исследования, в частности измерения углов оптических осей плагиоклазов, показали принадлежность почти всех главных минералов (за исключением кварца) к вторичным образованиям (альбит, хлорит, гидрослюда, серицит, карбонаты), причем из них альбит представлен низкотемпературной разностью. О происхождении альбита, сопутствующего образованию спилитов и кератофиров, в свое время был высказан целый ряд предположений, разобранных А. Н. Заварицким (1955) и Д. С. Коржинским (1962). По этому вопросу мы присоединяемся к мнению Д. С. Коржинского, отрицающего обусловленность альбитизации как подводным характером излияний, так и метасоматическими процессами или даже щелочной природой самой первичной магмы. Вместе с тем современные исследования литологами и петрографами изменений обломочных и вулканогенных пород (Копелиович, 1962; Коссовская и Шутов, 1963; Dickinson, 1962 и др.) показали, что процесс альбитизации плагиоклазов и изменения других минералов, а также стекла и цемента является вполне обычным и закономерным явлением при диагенезе и эпигенезе и совершается с течением времени при погружении осадков на глубины порядка 1000 *м* и более. Процесс этот протекает на умеренных глубинах в условиях невысоких температур, вероятно, при участии минерализованных интерстиционных вод. По породам кислого состава при эпигенезе возникает, в частности, кварц-альбит-гидрослюдистая фация, а по породам средней основности альбитизация протекает более сложным путем, пройдя цеолитную стадию.

Вулканические очаги кварц-кератофировой формации, видимо, структурно были связаны с Иртышским глубинным разломом, ограничивающим с юго-запада ареал проявления вулканической активности. Плоскость шва Иртышского разлома падает (Хисамутдинов, 1956; Хорева 1957; Нехорошев, 1958) на северо-восток под Рудно-Алтайскую зону, которая находится в ее висячем боку. Магмоподводящими каналами девонских вулканов, очевидно, послужили крутопадающие продольные и поперечные разломы, сопряженные с Иртышским глубинным разломом и находящиеся также в его висячем боку. К числу таких разломов, вероятно, принадлежат и некоторые разломы глубинного типа, разграничивающие структурно-формационные зоны (Рудно-Алтайскую и Южно-Алтайскую) и их подзоны.

В начале живетского века на северо-востоке Зайсанской геосинклинальной системы проявились первые складчатые движения, в связи

с которыми, видимо, произошло и прекращение вулканической деятельности на северо-восточной периферии Рудно-Алтайской зоны. С поднятием юго-западной части Рудно-Алтайской зоны (Алейская подзона), имевшим место в это время, видимо, совпало внедрение в наиболее приподнятые участки гранитной магмы, к образованиям которой принадлежит в числе других Межовский гранитный массив, считавшийся до сих пор позднепалеозойским*.

После некоторого перерыва, связанного с этой складчатостью, вулканизм кварц-кератофировой формации (третья ее стадия) продолжал свое развитие лишь в юго-западной части Рудно-Алтайской зоны, в пределах Алейской подзоны, в районе г. Змеиногорска, а также на площади Березовско-Белоусовского тектонического клина. В конце франского века вулканическая деятельность кварц-кератофировой формации прекращается совсем. На северо-восточной периферии Рудно-Алтайской зоны, в живетский век, накопление вулканогенных образований сменилось отложением нормальных осадков флишоидной (песчанико-сланцевой) формации, залегающих на кварц-кератофировой формации, в Змеиногорской подзоне, — с перерывом (в раннем живете), а в Лениногорско-Зыряновской подзоне — без перерыва в отложении (см. рис. 48).

Таким образом, начиная с живетского времени, единая зона проявления вулканизма кварц-кератофировой формации разделилась на две части: Алейскую (и частично Змеиногорскую), где после некоторого перерыва продолжалось накопление кварц-кератофировой формации, и периферические Лениногорско-Зыряновскую и Змеиногорскую подзоны, где отлагались осадки флишоидной песчанико-сланцевой формации живетско-франского времени, свойственной уже средней стадии развития (рис.50).Комплекс осадочных пород этих подзон представляет тип флишоидной сланцево-песчаниковой формации окраинных прогибов зон геоантиклинального типа. Накопление этих осадков происходило в дифференцированном прогибе, где наряду с интенсивно прогибавшимися участками существовали антиклинальные отмели. Во внутреннем прогибе Южно-Алтайской зоны в это время отлагалась аспидная формация.

Рассматриваемая флишоидная субформация отличается от аспидной большей грубозернистостью пород, изменением состава в сторону повышения полимиктовости, широким участием обломочных пород (песчаников, алевролитов, гравелитов), находящихся в ритмичном переслаивании. Местами, главным образом у границы Алейской подзоны, в верхней части разреза, в ней присутствуют туффиты и покровы порфиритов и почти полностью отсутствуют карбонатные породы. В целом формация характеризуется широким разнообразием пород и быстрым изменением их по простиранию. Мощность отложений в этих окраинных подзонах, хотя и значительная (в среднем около 1200 *м*), все же намного меньше, чем осадочных толщ зон устойчивых прогибов. Условия накопления отложений вдоль всего прогиба не были совершенно одинаковыми. В Лениногорско-Зыряновской подзоне в основании разреза формации обычно залегают алеврито-глинистые породы, которые выше довольно быстро, но с постепенным переходом, сменяются песчаниками и грубозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с алевролитами и аргиллитами. В раз-

---

* Вопрос о девонском возрасте Межовского массива впервые был поднят К. Г. Богдановой (1962).

резе формации выделяется два мегаритма, каждый из которых в нижней части характеризуется преобладанием более грубозернистых пород, а в верхней части — тонкозернистых пород. В Змеиногорской подзоне,

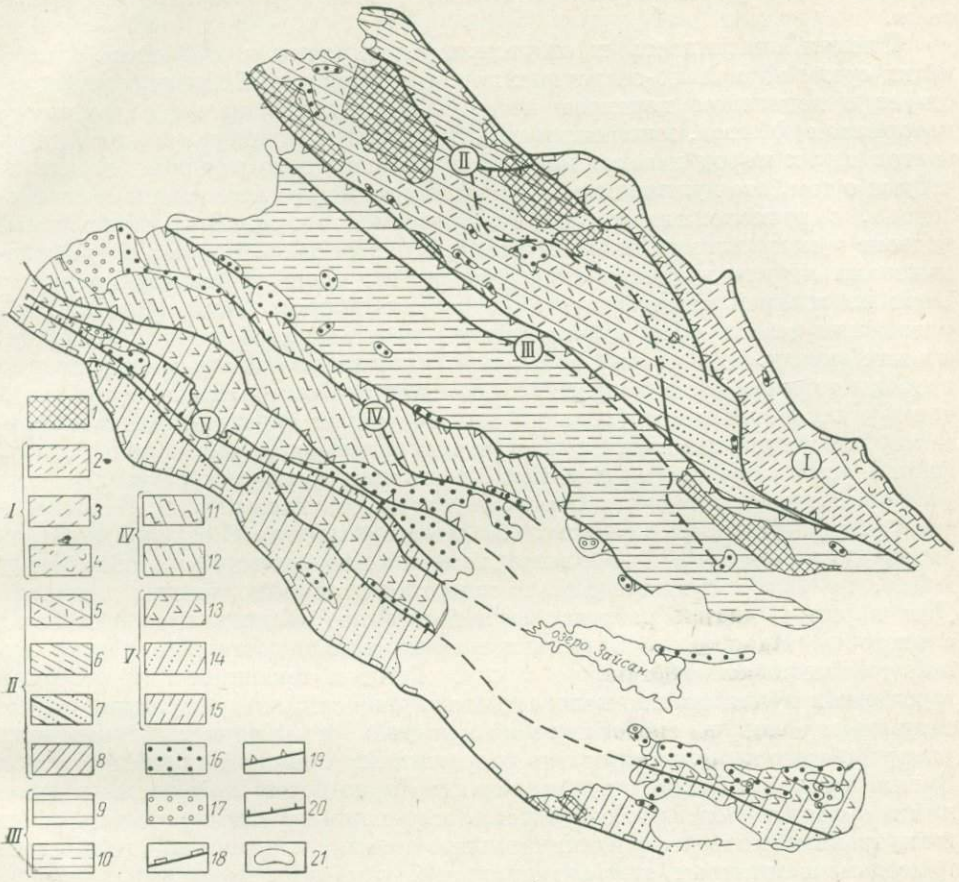


Рис. 50. Схематическая карта структурно-формационного районирования Зайсанской складчатой системы

1 — выходы досреднепалеозойского фундамента. I — Южно-Алтайская структурно-формационная зона: *2* — Хозунско-Сырымсактинская подзона; *3* — Байбердинская подзона; *4* — Белоубинско-Маймырская подзона. II — Рудно-Алтайская структурно-формационная зона: *5* — Алейская подзона; *6* — Змеиногорская подзона; *7* — Лениногорско-Зыряновская подзона; *8* — Березовско-Белоусовский тектонический клин. III — Восточно-Калбинская зона: *9* — Иртышская подзона; *10* — Калба-Нарымская подзона. IV — Западно-Калбинская зона; *11* — Чарская подзона; *12* — Баладжальская подзона. V — Жарма-Саурская зона: *13* — Восточно-Жарминская и Северо-Саурская подзоны; *14* — Западно-Жарминская и Южно-Саурская подзоны; *15* — Кокпектинская подзона. *16* — наложенные межгорные прогибы и впадины поздней стадии и остаточные прогибы конца средней стадии; *17* — наложенные мульды этапа постконсолидационной активизации; *18* — границы складчатой системы; *19* — границы структурно-формационных зон; *20* — границы подзон; *21* — площади, покрытые мощным чехлом четвертичных отложений

в отличие от Лениногорско-Зыряновской, устанавливается отчетливое несогласие между флишоидной и подстилающей кварц-кератофировой формацией. Несмотря на имевший место перерыв, мощность отложений здесь, однако, даже больше, чем в Лениногорско-Зыряновской подзоне, чему, возможно, способствовали большая подвижность (местами еще

продолжалась эффузивная деятельность) и обилие отлагавшегося материала благодаря двустороннему сносу как со стороны Алейской подзоны, так и со стороны суши Горного Алтая. Значительные изменения состава осадков по простиранию толщ отмечаются даже в пределах единой подзоны.

Плохая окатанность и отсутствие сортировки в туффитах, слагающих среди нормально-осадочных пород неправильные линзы, свидетельствует о недалеком переносе материала. Наличие среди обломочного материала туффитов, основных и средних эффузивов, приуроченность горизонтов таких пород к западному краю флишоидного прогиба свидетельствуют о том, что вулканомиктовый материал поступал с запада и северо-запада, с расположенных там вулканических гряд. В Змеиногорской подзоне в направлении на северо-запад участие в составе толщ вулканомиктовых и вулканогенных пород возрастает и они почти нацело вытесняют из нижней части разреза осадочные породы. Здесь флишоидные отложения замещаются образованиями кварц-кератофировой формации, а в юго-западной же части Петровской синклинали той же Змеиногорской подзоны верхняя часть разреза флишоидной формации замещается фаменскими вулканогенными образованиями островной андезит-дацитовой формации. Ритмичность, хотя и не такая правильная и регулярная как во флише, проявлена во флишоидной формации достаточно четко. Толщина ритмов изменяется от сантиметров до первых десятков метров. Ритмы слагают пакеты мощностью в несколько десятков метров. В отдельных слоях устанавливается тонкая горизонтальная и косая слоистость, соответствующая, по Л. Б. Рухину (1961), слоистости слабых донных течений. Для верхних частей разреза формации более обычна горизонтальная слоистость. Накопление формации происходило в достаточно напряженной тектонической обстановке с неустойчивым тектоническим режимом в условиях пульсационно-колебательных движений. Аккумуляции грубозернистых осадков способствовало, видимо, и наличие возвышенных разрушающихся вулканических сооружений Алейской подзоны, а для Змеиногорской подзоны и существование Горно-Алтайской суши, служившими областями сноса. Возможно, в этот период размыву подвергались и внутренние поднятия (антиклинальные отмели), возникшие в результате конседиментационных дифференциальных глыбовых подвижек. Отложения флишоидной сланцевой формации рассматриваемого типа слагают ядра или крылья крупных брахисинклиналей, обычно осложненных разломами, залеченными диабазовыми интрузиями.

В пределах южной части Лениногорско-Зыряновской подзоны, южнее г. Зыряновска, отложения флишоидной сланцево-песчаниковой формации выше по разрезу сменяются осадками турнейской флишоидной туффитовой субформации, которые, в свою очередь, перекрываются визейской известковисто-сланцевой формацией. Севернее же г. Зыряновска живетско-позднедевонские флишоидные отложения непосредственно сменяются выше по разрезу известковисто-сланцевой формацией турнейско-визейского возраста. Следовательно, в то время как на севере в турнейском веке отлагались осадки известковисто-сланцевой формации, на юге подзоны еще продолжалось накопление флишоидных отложений, но уже туффитовой субформации. Флишоидная туффитовая субформация накапливалась в тех участках Лениногорско-Зыряновской подзоны, в непосредственной близости с которыми в соседней Алейской подзоне проявлялась

субаэральная фаза вулканической деятельности островной андезит-дацитовой формации с ее эксплозивными извержениями, сопровождавшимися выбросами вулканического материала в атмосферу, со значительным развитием игнимбритовых фаций. Видимо, не случайно для отложений флишоидной туффитовой субформации характерны следующие особенности: 1) значительное участие в разрезе вулканомиктовых и вулканогенных пород (туфов кислых эффузивов и туффитов); 2) постепенная смена туфогенных пород вулканомиктовыми осадочными в направлении снизу вверх; 3) закономерное изменение состава внутри туффитовых и осадочных пачек от более грубых разностей в подошве к мелкозернистым в их кровле, независимо от мощностей пачек, напоминающих флишоидную прогрессивную ритмичность; 4) наличие в верхней части разреза мелко- и среднезернистых пачек флишевого типа; 5) присутствие кремнистого и известковистого вещества в цементе алевролитов и глинистых сланцев.

С прекращением в Алейской подзоне турнейской вулканической деятельности и с разрушением вулканических сооружений накопление флишоидных туффитовых отложений и в южной части Лениногорско-Зыряновской подзоны сменилось отложением осадков известковисто-сланцевой формации.

Одновременно с формированием в Лениногорско-Зыряновской подзоне флишоидных формаций в фаменско-раннетурнейское время в Алейской подзоне накапливались вулканогенные образования островной андезит-дацитовой формации (см. рис. 49). По составу продуктов извержения рассматриваемый вулканогенный комплекс подразделяется на три серии. Островная андезит-дацитовая формация отличается от кварц-кератофировой значительно более основным составом пород. Мощность вулканогенных образований в зависимости от близости вулканических центров весьма изменчива и меняется от 800 до 4000 *м*. Характерным для рассматриваемого комплекса является наличие образований вторичных кварцитов с сопутствующей минерализацией (в том числе сульфидной) и пропилитов. Из сопутствующих элементов, в отличие от кварц-кератофировой формации (см. рис. 35—37), большое значение приобретают медь и цинк.

Вулканизм островной андезит-дацитовой формации проявился на меньшей площади, чем вулканизм кварц-кератофировой формации даже в ее затухающую стадию — во франском веке. Вулканическая активность, видимо, была приурочена к узкой, расширяющейся к югу, грабен-синклинальной структуре, прилегающей к Иртышскому глубинному разлому, а также к отходящему от этой структуры в районе нижнего течения р. Ульбы на север прогибу, охватывающему с востока Алейское остаточное поднятие. На северном продолжении этого прогиба, в пределах Петровской синклинали, вулканогенные образования островной андезит-дацитовой формации фациально замещают флишоидные отложения алейской свиты позднедевонского возраста. В средний и поздний периоды площадь проявления вулканизма островной андезит-дацитовой формации сокращается еще более за счет северных участков, причем в составе продуктов извержения, особенно среднего периода, видное место приобретают кислые разновидности. Сами вулканические извержения в значительной мере происходили на возвышающихся островах в субаэральных условиях (игнимбритовый вулканизм). Со средним периодом вулканизма связаны интенсивные гидротермальные изменения вулканогенных пород. Продукты извержений заключительных фаз вулканизма, характеризовавшиеся

снова более основным составом, интенсивных гидротермальных изменений уже не испытали.

Проявления вулканических процессов, видимо, оказали большое воздействие на процессы осадконакопления соседних с вулканической зоной площадей, обусловливая изменение состава и характера отложений. Так, сокращение площади проявления вулканизма в поздние периоды островного вулканизма привело к параллельному сокращению площади отложения осадков туффитово-флишоидного типа, которое сменилось на части территории накоплением известковисто-сланцевых осадков. Проявление эксплозивных субаэральных извержений пород кислого состава отразилось на флишоидной формации, обусловив существенно туффитовый состав флишоидных образований, распространенных южнее г. Зыряновска.

Наиболее поздние осадочные образования средней стадии в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне представлены известковисто-сланцевой формацией. Здесь эта формация присутствует во всех подзонах, причем возрастной интервал, мощность, а иногда и состав соответствующих ей отложений различны. В фациальном отношении значительно различаются отложения, развитые в Алейской и Лениногорско-Зыряновской подзонах. Алейская подзона отличается большим участием в их составе известняков, кремнистых сланцев и песчаников. Для отложений Лениногорско-Зыряновской подзоны характерны большие мощности, более длительное формирование (в течение турне и всего визе), более монотонный тонкозернистый состав; участие карбонатного материала выражено главным образом в известковистости обломочных пород и аргиллитов.

В северной части Рудно-Алтайской зоны отложение осадков формации началось в раннем турне, а в южной — позже, и в разных подзонах различно: соответственно в Алейской подзоне — в позднем турне, а в Лениногорско-Зыряновской подзоне — в раннем визе. В пределах Лениногорско-Зыряновской подзоны, где известковисто-сланцевая формация развита больше, мощность ее в разных частях сильно варьирует, что свидетельствует о дифференцированном прогибании ее территории. Максимальные мощности отложений наблюдаются в синклинальных структурах, сформировавшихся или около, или над глубинными разломами, отделяющими Лениногорско-Зыряновскую подзону от соседних территорий: Алейской подзоны (Быструшинской синклинали), Южно-Алтайской зоны (Россомыжной и Гляденской грабен-синклинали, Тургусунской синклинали, Соловьевской синклинали), Иртышской подзоны (Джалтырской синклинали). В прогибах, образовавшихся над глубинными разломами, последние скрыты осадками известково-сланцевой формации, однако положение разлома определяется по наличию вытянутых по одной линии цепочек интрузивных массивов, дайковых поясов, узких полос эффузивов трещинных излияний, омоложенных тектонических швов, разделяющих области развития разных фациальных типов. Исключительно к некоторым из перечисленных синклинальных структур приурочены и образования вулканогенной приразломной андезит-базальтовой формации, перекрывающие и частично замещающие в латеральном направлении отложения верхней части известковисто-сланцевой формации.

В целом известковисто-сланцевой формации свойственны: 1) монотонный тонкозернистый и пелитовый состав, известковистость вплоть

до появления пачек известняков большой мощности; 2) хорошая отсортированность и олигомиктовый состав зернистых пород; 3) слабый метаморфизм; 4) обилие ископаемых остатков донной фауны, указывающее на отложение осадков большей частью в условиях открытого мелкого моря, лишь местами, в северной части Лениногорско-Зыряновской подзоны, частично в условиях некоторой застойности и осолоненности; 5) наличие двух типов текстур: параллельно-слоистой и массивной; 6) разнообразие фациальных типов осадков, их возрастного интервала и мощности (от 250 *м* на севере Алейской подзоны до 3500 *м* в некоторых участках Лениногорско-Зыряновской подзоны) как внутри подзон, так и в разных подзонах; 7) некоторое погрубение отложений в верхней части разреза.

Отложение осадков известково-сланцевой формации Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зон происходило, видимо, в сходных, в общем, относительно спокойных тектонических условиях под воздействием двух тенденций, действующих в противоположных направлениях: с одной стороны, характерное для конца средней стадии затухание нисходящих движений при росте восходящих, приводящих к концу стадии к регрессивному типу осадконакопления, с другой стороны, противодействующая этой тенденции общая трансгрессия, охватившая в раннем карбоне обширные территории, в том числе и Зайсанской геосинклинальной системы. В Рудно-Алтайской зоне формирование рассматриваемого осадочного комплекса началось в раннем турне, а в позднем турне и начале визе оно охватывает максимальную площадь. Однако уже в раннем визе территории Алейской и Змеиногорской подзон начинают испытывать восходящие движения, отражением чего является погрубение осадков верхней части разреза формации (ульбинской свиты). Лениногорско-Зыряновская подзона и в это время дифференцированно (блоково) погружалась и в ее пределах продолжалось накопление известковисто-сланцевой формации. В поздневизейско-намюрское время морское осадконакопление в Рудно-Алтайской зоне продолжалось лишь на территории Лениногорско-Зыряновской подзоны, и то не повсеместно, а только в остаточных прогибах южной части подзоны, соответствующих Джалтырской и Тургусунской синклиналям, а также в узких кулисно-расположенных грабен-синклиналях, находящихся в зоне Березовского глубинного разлома.

Глубокое погружение указанных прогибов, сопровождавшееся накоплением мощных осадочных толщ (при одновременном воздымании, хотя и медленном, соседних участков), вызвало подновление подвижек по глубинным разломам (Иртышскому и Березовскому), поднятие по ним из больших глубин и излияние на поверхность основной магмы, давшей вулканогенные образования приразломной андезит-базальтовой формации. Последняя образовывалась в стороне от ареала действия вулканов островной андезит-дацитовой формации и связана, видимо, с другими вулканическими очагами. Для вулканогенных образований приразломной андезит-базальтовой формации характерно резкое преобладание лав и лавобрекчий базальтового и андезитового состава над туфами, большие мощности (до 3000—4000 *м*); приуроченность к узким синклинальным структурам, или прилегающим к глубинным разломам, или образовавшимся на месте подводных рвов, являвшихся поверхностным выражением этих разломов. Очевидно, подводный вулканизм, давший рассматриваемый комплекс пород, характеризовался преимущественно трещинным типом излияний. Судя по петрохимическим данным, для них характерно

существование непрерывного ряда от платобазальтов до дацит-андезитов при резком, однако, преобладании базальтов (см. рис. 49). Породы комплекса характеризуются малым значением коэффициента железистости (от 36 до 60%), от среднего состава пород, по Дэли, они отличаются несколько пониженным содержанием щелочей, повышенным содержанием полевошпатовой извести. По спектральным анализам в породах формации в вышекларковых количествах присутствуют следующие сопутствующие элементы: никель, кобальт, титан, ванадий, скандий, цирконий, галлий, иттрий, барий, цинк, свинец.

Формирование известковисто-сланцевой и приразломной андезит-базальтовой формаций завершилось в намюре общим воздыманием всей территории, складчатостью и, видимо, внедрением интрузий змеиногорского комплекса (габбро-норито-гранодиоритовой формации, по К. Г. Богдановой). Возраст комплекса спорный, возможно он скользящий, в разных подзонах несколько различен. В пользу намюрского возраста змеиногорского комплекса Рудно-Алтайской зоны говорит преимущественная приуроченность большинства интрузивов ранних фаз комплекса габбро-диоритового и диоритового интрузивов ранних фаз комплекса габбро-диоритового и диоритового состава к участкам развития именно приразломной андезит-базальтовой формации, а также сходство их петрохимических особенностей, указывающих на возможную комагматичность. Для последующих фаз змеиногорского комплекса такая пространственная приуроченность не выражена.

Таким образом, разделение единой Рудно-Алтайской зоны на три подзоны (Алейскую, Змеиногорскую, Лениногорско-Зыряновскую), наметившееся еще в раннюю стадию, в среднюю стадию утвердилось окончательно. Строение самих подзон осложнилось за счет появления наложенных прогибов и остаточных поднятий (в пределах Алейской и Змеиногорской подзон), устойчивых (унаследованных) прогибов и антиклинальных участков (в Лениногорско-Зыряновской подзоне). После намюрской складчатости в позднюю стадию дальнейшее накопление осадков и вулканогенных образований происходит на сокращенной площади преимущественно в наземных условиях, в пределах межгорных долин. Судя, однако, по находкам в 1965 г. Д. П. Аврова в районе пос. Нарым морской фауны намюрско-среднекарбонового возраста в горизонте конгломератов и песчаников, залегающих на джалтырской свите, в это время в южной части Лениногорско-Зыряновской подзоны имело место и морское осадконакопление. Видимо, море сюда проникло в виде залива со стороны морского пролива Западной Калбы. Если не считать отмеченные морские отложения, то к наиболее ранним образованиям поздней стадии развития принадлежит наземная молассовая формация малоульбинской свиты намюрско-среднекаменноугольного возраста, разрез которой в Белокаменском угольном месторождении наращивается угленосными осадками среднепозднекаменноугольного возраста.

Наземной молассовой формации свойственны преимущественно обломочный состав, большое разнообразие пород по гранулометрическому составу, обилие грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов, зачастую плохая отсортированность обломков, свидетельствующая о местном характере материала, обилие растительных остатков, нередко углистость, невыдержанность разреза, быстрая его изменчивость. Судя по резко выраженному несогласию в основании формации, перерыв перед ее

формированием был длительным, а тектонические движения в этот момент отличались большой интенсивностью. По данным, полученным при изучении флоры, образование формации даже на территории одной подзоны происходило не совсем одновременно; так, в восточной части Алейской подзоны (в пределах Быструшинской синклинали) этот процесс начался раньше, чем в западной ее части. Наземная молассовая формация развита главным образом на территории Алейской подзоны, где залегает чаще на известковисто-сланцевой формации, реже — островной андезит-базальтовой и еще реже — кварц-кератофировой формации. В пределах Лениногорско-Зыряновской подзоны выхода пород наземной молассовой формации известны лишь на северном склоне Нарымского хребта, где они слагают небольшую унаследованную от средней стадии приразломную мульду.

Наземная молассовая формация слагает небольшие узкие мульды, прилегающие обычно к разломам северо-западного направления, реже к секущим, субширотным разломам. Вслед за образованием молассы, в тех же межгорных прогибах местами проявился в очень незначительном объеме вулканизм наземной плагиолипаритовой формации. Продукты вулканизма плагиолипаритовой формации характеризуются повышенной щелочностью, резким преобладанием натрия над калием, пересыщенностью кремнеземом и глиноземом (см. рис. 48). С этой вулканогенной формацией находится в комагматичных соотношениях большая группа гипабиссальных интрузий кварцевых альбит-порфиров, распространенных главным образом в Алейской подзоне. В геохимическом отношении для образований этой формации характерно повышение роли из числа сопутствующих элементов свинца и цинка.

После образования наземной плагиолипаритовой формации имела место фаза складчатости. Поздняя стадия развития в Рудно-Алтайской зоне завершилась проявлением наземной андезит-трахидацитовой формации, приуроченной к участкам пересечения продольных долгоживущих разломов северо-западного направления с секущими субширотными структурами. Породы наземной андезит-трахидацитовой формации залегают на образованиях наземной плагиолипаритовой, наземной молассовой и островной андезит-дацитовой формаций. Главное поле развития эффузивов этой формации приурочено к брахисинклинальной структуре (в пределах Ивановского хребта), субширотной ориентировки, пересекающей стык Алейской и Лениногорско-Зыряновской подзон. Эта структура начала формироваться еще при накоплении молассовой формации и является, таким образом, унаследованной. С вулканогенными образованиями позднекаменноугольно-раннепермской андезит-трахидацитовой формации тесно ассоциируют гипабиссальные монцонитоидные интрузии Сержихинского комплекса.

Накопление образований рассматриваемого комплекса произошло в результате деятельности вулканов центрального типа, действовавших на небольшой площади. Площадь распространения наземных накоплений не превышает 300 *км*^{2}, хотя мощность образований достигает 1600 *м*. Для геохимического комплекса характерно дальнейшее возрастание (по сравнению с предыдущими вулканическими формациями) из сопутствующих элементов роли свинца, меди, бериллия, никеля. При формировании магмы андезит-трахидацитовой формации большую роль играли процессы глубинной ассимиляции, которым и обязаны своим происхожде-

нием кислые разновидности пород. Более поздние интрузивные образования представлены комплексом калиевых гранитов, распространенных преимущественно в краевых подзонах, и комплексом малых интрузий пестрого состава.

Таким образом, формационный ряд Рудно-Алтайской зоны, начавшись с накопления на однородном нижнепалеозойском фундаменте единой кварц-кератофировой формации, уже во второй половине ранней стадии разделился на две ветви: на формационный ряд периферических подзон краевых прогибов и формационный ряд внутренней Алейской подзоны. В периферических подзонах в среднюю стадию образовался последовательный ряд формаций: флишоидная (сланцево-песчаниковая и туффитовая субформации), известковисто-сланцевая, приразломная андезит-базальтовая. Соответственно в Алейской подзоне возник другой формационный ряд: островная андезит-дацитовая — известковисто-сланцевая. Осадочные и вулканогенные образования поздней стадии развиты главным образом в Алейской подзоне, лишь частично — в Лениногорско-Зыряновской подзоне. Они представлены наземной молассовой, наземной плагиолипаритовой, наземной трахиандезит-трахидацитовой формациями.

Формационный ряд Калба-Нарымской зоны. Калба-Нарымская зона является участком геосинклинальной системы с наиболее четко выраженным миогеосинклинальным типом развития. Древнейшими породами в этой зоне являются кристаллические сланцы Курчумского выступа предположительно докембрийского возраста, обнажающиеся в юго-восточной части Иртышской зоны смятия. Вероятно, кристаллические сланцы слагают фундамент герцинских отложений рассматриваемой зоны. По гравиметрическим данным территория Калба-Нарымской зоны характеризуется, по сравнению с другими зонами, наиболее низкими значениями силы тяжести. Обусловлено ли это глубоким залеганием и соответственно большой мощностью герцинских отложений, как полагают некоторые исследователи, или же влиянием больших масс гранитов (пород с низкой плотностью), пока не ясно; возможно имело значение и то, и другое. Наиболее ранние отложения герцинского цикла в Калба-Нарымской зоне принадлежат к карбонатно-песчанико-сланцевой формации, которая выше перекрывается отложениями аспидной формации. Карбонатно-песчанико-сланцевая формация отлагалась в условиях трансгрессирующего моря, изобилующего погружающимися островами и подводными поднятиями с рифовыми постройками. Для литологического состава карбонатно-песчанико-сланцевой формации Калба-Нарымской зоны, так же как аналогичных образований Южно-Алтайской зоны, характерно обилие карбонатного и аркозового материала, фациальная изменчивость отложений, широкий диапазон колебаний размерности зерен обломочных пород (от конгломератов до алевролитов), наличие рифовых известняков, обилие фауны (главным образом рифообразующей), наличие параллельной полосчатости. Породы формации в Калбинской зоне метаморфизованы более интенсивно, чем соответствующие отложения Южно-Алтайской зоны.

Специфическим литологическим составом и строением толщ характеризуется аспидная формация. Карбонатность для нее не характерна; обломочные породы представлены преимущественно тонко- и достаточно равномерно-зернистыми разностями олигомиктового состава, резко преобладают глинистые сланцы, отмечается почти постоянное присутствие

углистого вещества (а также растительных стоатков), обусловливающие темную и темно-серую окраску пород; характерны также монотонный разрез (более монотонный, чем в Южно-Алтайской зоне), скудность или отсутствие фаунистических остатков. Толщи фациально выдержаны, зачастую характеризуются параллельной полосчатостью и частым переслаиванием сланцев и тонкозернистых песчаников, но не флишевого типа, косая слоистость не характерна. Накопления аспидной формации в Восточно-Калбинской зоне протекало, видимо, в таких же условиях, как и в Южно-Алтайской зоне.

Исследователи крупных регионов обычно рассматривают аспидную формацию принадлежащей к стадии начального погружения. В нашем случае аспидная формация лежит не в основании вертикального ряда формации, а является вторым снизу членом разреза. Возникает вопрос, правомерно ли разделение осадочных толщ раннего этапа развития на две формации, как это делается в настоящей работе. Однако анализ фактического материала показывает, что здесь имело место действительно последовательное накопление двух самостоятельных формаций, различающихся не только комплексами пород, их фациальным составом, строением толщ, но и тектоническим режимом формирования; во времени они разделены тектоническими движениями, имевшими место в позднем девоне. Аспидная формация стала накопляться после возникновения краевого поднятия Иртышской подзоны, обусловленного этими движениями. Следовательно, аспидная формация отлагалась уже не на всей территории Калба-Нарымской зоны, а в пределах лишь Калбинской подзоны, в бассейне, отделенном от территории Рудно-Алтайской зоны низким барьером Иртышской зоны, сначала открытом в сторону Западно-Калбинской зоны, а затем, с появлением Центрального поднятия, ограниченном и с юго-запада. В таком относительно изолированном бассейне, с медленно погружающимся дном, окаймленном низкими заболоченными берегами, видимо, аспидная формация и накоплялась. Иртышскую подзону, куда входит большая часть Иртышской зоны смятия, некоторые исследователи склонны рассматривать как самостоятельную структурно-фациальную зону, с чем мы, однако, согласиться не можем. Мы считаем, что на ранних стадиях геосинклинального развития территория Иртышской зоны смятия входила в единый Калба-Нарымский геосинклинальный прогиб, на всей территории которого отлагались осадки карбонатно-песчанико-сланцевой формации. Обособление Иртышской подзоны от остальной части Калба-Нарымской зоны началось лишь в период отложения аспидной формации. Это наше предположение подкрепляется еще следующими данными: 1) Иртышская подзона так же, как и вся Калба-Нарымская зона, в отличие от соседних эвгеосинклинальных зон, характеризуется миогеосинклинальным типом развития; 2) отложения аспидной формации на границе двух подзон без заметного углового несогласия залегают на образованиях карбонатно-песчанико-сланцевой формации, причем в тектонических блоках Калба-Нарымской зоны также устанавливается залегание аспидной формации на карбонатно-песчанико-сланцевой формации; 3) сходство Иртышской подзоны с остальной территорией Калба-Нарымской зоны устанавливается и по геофизическим данным; по данным магнитометрии они очень сходны, а по гравиметрическим данным близки; 4) подобное Иртышской и Калбинской подзонам сочетание структур в пределах Зайсанской складчатой области устанавливается, как мы видели ранее,

и в Южно-Алтайской зоне, тоже состоящей из двух подзон, сходных с Иртышской и Калбинской (причем принадлежность их к единой структурно-формационной зоне ни у кого сомнения не вызывает).

В период накопления аспидной формации в Калба-Нарымской подзоне Иртышская подзона представляла собой низкую сушу и никогда уже больше полностью морем не покрывалась. Хотя этому периоду интенсивная тектоническая активность и не была свойственна, тем не менее разнонаправленность вертикальных движений двух соседних подзон привела к возникновению на их стыке, так же как и в Южно-Алтайской зоне, системы продольных расколов (Калба-Нарымский разлом), послуживших впоследствии, видимо в нижнем карбоне, магмоподводящим каналом для силловых интрузий диабазов, реже гипербазитов. Из-за недостаточности фаунистической датировки пород аспидной формации мы не можем пока установить точное время смены отложений аспидной формации следующей флишоидной формацией средней стадии. Видимо это произошло достаточно поздно (по сравнению с другими структурными зонами) — в позднем визе. Вследствие поднятия и разрастания краевого поднятия бассейн осадконакопления, видимо, в позднем визе был еще больше смещен на юго-запад, по той же причине морской режим в это время распространился и на Юго-Западную Калбу. Несмотря на общность бассейна осадконакопления, граница Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон фиксирована, хотя и несколько замаскированно, но достаточно четко, как граница раздела двух формационных типов отложений: флишоидной сланцево-песчаниковой субформации и известняково-кремнисто-песчаниковой формации.

Это разделение было обусловлено, кроме различия в тектоническом режиме рассматриваемых областей, еще различием областей сноса материала: наличием около одной из них — Калба-Нарымской подзоны — «кордильеры» — разрастающегося краевого поднятия Иртышской подзоны, а около второй — Баладжальской подзоны, активных подводных вулканических сооружений Чарской подзоны. Такое соседство не могло не сказаться на составе и характере отложений бассейнов осадконакопления. Вместе с тем на стыке двух рассматриваемых подзон — Калбинской и Баладжальской — наблюдается взаимное проникновение фаций одной и другой формаций, т. е. фациальное замещение отложений одной синхронной формации отложениями другой, затрудняющее установление их истинных взаимоотношений. Это обстоятельство явилось причиной острых дискуссий (в недавнем прошлом) в отношении возрастных взаимоотношений между отмеченными формациями. Новые сборы пелециподовой фауны в Калба-Нарымской подзоне и установление фациальных взаимоотношений осадков позволили нам рассматривать байсумскую и далан-каринскую свиты как представителей флишоидной сланцево-песчаниковой субформации, а аркалыкскую свиту и часть «бывшей» кокпектинской свиты — одновозрастной известняково-кремнисто-песчаниковой формации, развитых в разных структурных зонах. Разделу этих комплексов, видимо, способствовало и существование на границе Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон подводного барьера (Самарского поднятия), о чем свидетельствуют массивы рифовых известняков, расположенные около Западно-Калбинского разлома и, очевидно, развивавшиеся на этом барьере, а также наличие (по В. Н. Любецкому, 1965 г.) узких аномалий силы тяжести положительного знака, вытянутых вдоль глубинного раз-

лома, указывающее на отличное строение этого «барьера» от соседних прогибов.

Об условиях накопления флишоидной сланцево-песчаниковой формации можно судить по особенностям строения и состава ее. Осадки ее залегают на отложениях аспидной формации, от которых отличаются значительным погрубением материала, изменением его в сторону полимиктовости, резким изменением цвета пород с темно-серого и черного на светло-серый и зеленовато-серый. В составе пород резко преобладают песчаники, менее распространены алевролиты и алевролитовые аргиллиты. Отложения формации отличаются значительной мощностью, превышающей 2000 *м*. Все это свидетельствует о возросшей роли в период накопления этих осадков дифференциальных вертикальных движений, энергичном размыве разрастающихся «кордильер», быстром переносе и захоронении осадков. Об этом можно судить и по сохранности в породах угловатых обломков средних и основных эффузивов и обломков таких малоустойчивых минералов, как авгит. Находки (хотя и редкие) фауны гониатитов и морских пелеципод указывают на накопление осадков в морских условиях.

Отложения формации характеризуются трехчленным строением, указывающим на стадийность развития меньшего порядка. В основании двух нижних мегациклов залегают преимущественно песчаниковые толщи почти не ритмичные (с зачаточной крупной ритмичностью), указывающие на неустойчивость флишеобразования, верхние половины мегациклов характеризуются ритмичностью прогрессивного флишевого типа, причем крупноритмичные пачки чередуются с тонкоритмичными. Ритмичность в породах первого мегацикла выражена лучше, чем во втором цикле. Ритмичность третьего мегацикла грубая. Изменения в характере ритмичности наряду с закономерным возрастанием снизу вверх в разрезе формации грубости зерна в основаниях мегациклов и грубозернистых фаций в целом, видимо, указывают на прогрессирующее воздымание «кордильер» и постепенное затухание пульсационности движений. Возрастание вулканомиктовости пород снизу вверх, вплоть до появления туффитов в третьем мегацикле, вероятно, свидетельствует о возрастании в балансе осадков роли материала, сносимого с западной «кордильеры». Осадки флишоидной сланцево-песчаниковой субформации собраны в сжатые мелкие складки, аналогичные складкам флишевого комплекса Южно-Алтайской зоны. Отложением осадков сланцево-песчаникового поздневизейско-ранненамюрского комплекса и морской молассовой формации поздненамюрско-среднекаменноугольного возраста в Калба-Нарымской зоне в основном завершается средняя стадия развития. В поздненамюрско-среднекаменноугольное время восходящие движения охватили и часть территории Калбинской подзоны, в связи с чем накопление осадков прибрежно-морской молассы имело здесь место лишь в остаточных мульдах, соединенных с морем Западно-Калбинской зоны. Так же как в Западно-Калбинской зоне, эти отложения не отделены резким несогласием от нижележащих толщ и могут рассматриваться как образования средней стадии. В Иртышской же подзоне, испытавшей инверсию значительно раньше, в среднекаменноугольное время в межгорных прогибах накоплялась наземная молассовая формация, типичная для поздней (орогенной) стадии.

После среднего карбона территория Калба-Нарымской зоны, видимо, представляла собой высокую приподнятую горную страну. Более молодые

осадочные образования, чем каменноугольные, здесь неизвестны, вулканизм же здесь по существу нигде и не проявлялся, за исключением изолированного поля наземных вулканогенных пород липаритового состава, развитых в Калгутинской мульде и прорванных калбинскими гранитами. В позднюю стадию в Калба-Нарымской зоне исключительно широко проявился магматизм гранодиорит-гранитовой и гранитовой формации (калбинский и монастырский интрузивные комплексы).

Таким образом, формационный ряд Калба-Нарымской зоны, начатый на всей территории зоны отложениями карбонатно-песчаниково-сланцевого комплекса, уже в конце ранней стадии разделился на две ветви: почти непрерывный ряд Калбинской подзоны устойчивого прогиба и прерывистый ряд Иртышской подзоны краевого поднятия. Ряд Калбинской подзоны представлен последовательно формациями: аспидной, флишоидной сланцево-песчаниковой, на ограниченной территории — прибрежно-морской молассовой и наземной молассовой. Интрузивный магматизм здесь представлен комплексами докалбинских малых интрузий и постгранитных малых интрузий (гранодиорит-гранитовый, гранитовый).

В Иртышской подзоне аспидная формация накоплялась лишь в ее западной периферии, в среднюю стадию осадконакопление вообще не имело места, а в позднюю стадию на ограниченных участках накоплялся наземный молассовый комплекс. В шовной структуре Иртышской подзоны значительно более разнообразно проявился интрузивный магматизм, обусловивший, наряду с тектоническими движениями, интенсивный метаморфизм пород, в особенности карбонатно-песчаниково-сланцевой формации. Интрузивный магматизм здесь представлен комплексами — габбро-диабазовым, ксеногенным диорит-гранодиоритовым, гранодиорит-гранитовым, гранитовым и малыми интрузиями.

Формационный ряд Западно-Калбинской зоны. Древнейшие герцинские образования Западной Калбы принадлежат к карбонатно-песчаниково-сланцевому комплексу лудловского возраста, составляющему в сущности часть кремнисто-карбонатно-диабазовой формации. Поскольку кристаллический фундамент здесь обнажается лишь в незначительных тектонических блоках и представлен метаморфическими породами очень древнего облика, можно полагать, что нижняя возрастная граница формации даже древнее лудлова. Можно также допустить, что данный геосинклинальный прогиб образовался путем взламывания срединного массива, разделявшего каледонские Казахстанскую и Алтае-Саянскую геосинклинальные области. В кремнисто-карбонатно-диабазовой формации выделяются два фациальных комплекса: рифовые известняки и межрифовые фации, представленные вулканогенными породами, яшмами и терригенными породами. Вулканизм в это время проявился не очень интенсивно, вследствие этого вулканогенные породы в разрезе формации не являются главенствующими. На современном эрозионном срезе породы кремнисто-карбонатно-диабазовой формации обнажаются лишь в пределах Чарской антиклинальной структуры, однако, основываясь на геофизических данных (на основе анализа гравитационного поля и фациальном анализе нижнекарбоновых отложений), можно предположить, что карбонатно-кремнисто-диабазовая формация в раннюю стадию была распространена значительно шире, в пределах всей Западно-Калбинской зоны, но на части территории, в Баладжальской подзоне, скрыта под более молодыми отложениями. В ранний период образования кремнисто-карбонатно-диабазо-

вой формации большая часть территории Зайсанской складчатой системы, в том числе зоны, смежные с Западно-Калбинской, видимо, представляли собой сушу. Только в среднем девоне геосинклинальный режим распространился и на соседние зоны. Формирование кремнисто-карбонатно-диабазовой формации продолжалось в течение всего девона и закончилось в фамене. Можно было ожидать, что длительно проявлявшийся (хотя и в ослабленной форме) основной вулканизм раннего этапа завершится интрузиями гипербазитов. Правда, породы карбонатно-кремнисто-диабазовой формации пересечены многочисленными гипербазитовыми телами, но для части из них доказан поздневизейско-намюрский возраст (Севрюгин и др., 1965). Вопрос этот требует дальнейшего уточнения.

Можно было также ожидать, что вслед за формированием спилит-диабазовой формации последует образование или порфиритовой, или флишевой формации. Но вместо этого территория Западно-Калбинской зоны, начиная с турне и по раннее визе включительно, представляла собой центральное поднятие, где осадконакопления не происходило, хотя в это же время на остальной части геосинклинали, наоборот, имела место трансгрессия моря и усиление осадконакопления. В позднем визе, в связи с вовлечением Западно-Калбинской зоны в новое прогибание, накопление морских образований здесь возобновляется снова. В противоположность этому в соседних структурных зонах в это время площадь геосинклинального осадконакопления сократилась, и морской режим сохранился лишь или во вторичных или остаточных прогибах, прилегающих к Западно-Калбинской зоне. Вулканическая деятельность в поздневизейско-намюрское время протекала лишь в ее юго-западной части — Чарской подзоне. В связи с этим в пределах Западно-Калбинской зоны в этот период шло образование параллельно двух формаций: осадочно-вулканогенной и осадочной, соответственно известняково-кремнисто-базальтовой (в Чарской подзоне) и известняково-кремнисто-песчаниковой (в Баладжальской подзоне). Граница между этими двумя формациями не очень резкая, характеризуется наличием постепенных переходов. По составу осадочного компонента эти две формации сходны, а вулканогенный же компонент при переходе из одной подзоны в другую не сразу исчезает из разреза. Такие же взаимоотношения между осадочно-вулканогенной и осадочной формациями существуют и на юго-западной окраине Чарской подзоны. Здесь соприкасаются друг с другом известняково-кремнисто-базальтовая формация Чарской подзоны и известняково-кремнисто-песчаниковая формация, развитая в наложенных прогибах Кокпектинской подзоны, возникших на восточной окраине Жарма-Саурской зоны. Синхронные отложения Калбинской подзоны Калба-Нарымской зоны представлены преимущественно флишоидными сланцево-песчаниковыми породами и лишь у границы с Баладжальской подзоной (в зоне Западно-Калбинского глубинного разлома) в их разрезе появляются прослои кремнистых пород и известняков, характерные для известняково-кремнисто-песчаниковой формации. Зональное размещение различных комплексов по указанным направлениям свидетельствует о том, что областями сноса обломочного материала являлись, в первую очередь, поднятия Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зон и, отчасти, подводные вулканические сооружения Чарской подзоны. Кремнистость же пород, видимо, была связана с подводной вулканической деятельностью Чарской подзоны, поставляющей вулканогенный материал. Все это определило следующую зональность в размещении рас-

сматриваемых формаций: в центральной части Чарской подзоны накоплялась осадочно-вулканогенная формация с большим участием эффузивных пород основного состава, кремней, рифовых и слоистых известняков обломочных пород; в обе стороны от Чарской подзоны, в Кокпектинской и Баладжальской подзонах, формировался преимущественно осадочный комплекс пород, представленный известняками (в том числе рифовый), кремнями и обломочными породами. Причем, по мере удаления от центральной зоны роль обломочных пород в составе отложений возрастает. Это четко прослеживается в Жартасском и Каскабулакском прогибах Кокпектинской подзоны. Еще дальше от Чарской подзоны, в пределах Восточно-Калбинской зоны, накоплялись преимущественно сланцево-песчаниковые толщи.

Известняково-кремнисто-базальтовая формация по набору слагающих ее пород сходна с более ранней девонской кремнисто-карбонатно-диабазовой, отличается от нее их количественным соотношением. Карбонатные породы в них хотя и являются важным элементом, но присутствуют в относительно меньшем количестве, чем в кремнисто-карбонатно-диабазовой формации. Большое значение в них приобретают обломочные породы и эффузивы. Среди основных эффузивов распространены главным образом порфиритовые разности, в частности диабазовые, базальтовые, андезитовые порфириты и их спилитизированные разности, но вместе с тем большим развитием пользуются оливиновые базальты, платобазальты, обнаруженные в верхах формации. Вулканогенные породы чередуются с осадочными по всему разрезу формации, но тем не менее максимальное их распространение отмечается в верхней его части. Кремнистые породы представлены разноокрашенными яшмами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Среди обломочных пород преобладают вулканомиктовые и полимиктовые разности и туффиты, характеризующиеся слабой сортировкой и слабой окатанностью зерен. Рассматриваемый комплекс пород прорывается гипербазитовыми интрузиями близкого к вмещающим толщам возраста. Следовательно, несмотря на то, что Зайсанская геосинклинальная система в целом в это время переживала период дифференциальных движений, т. е. среднюю стадию, на ограниченной территории Чарской подзоны проявился основной магматизм офиолитового типа. На основании этого некоторые исследователи (Севрюгин и др., 1966) предлагают рассматриваемый период считать началом нового, самостоятельного геосинклинального цикла, наложенного на раннегерцинский цикл. Однако этому предположению противоречат характер тектонического развития Зайсанской геосинклинальной системы этого времени и формационный тип образований, отлагающихся в соседних и других структурных подзонах и зонах системы. Кроме того, в самой Чарской подзоне следующий по возрасту комплекс отложений — наземная угленосная моласса среднекаменноугольного возраста — представляет собой уже типичное образование поздней стадии развития, причем сама молассовая формация в свою очередь прорвана гипербазитовыми интрузиями следующей генерации. Следовательно, наличие гипербазитовых интрузий в этих условиях не может служить показателем стадии развития. В соседней Баладжальской подзоне поздняя стадия наступила, видимо, позже, чем в Чарской подзоне. Не проявился (или проявился очень слабо) перерыв в осадконакоплении, начавшийся в Чарской подзоне в конце визе или в начале намюра. Осадконакопление в морских условиях здесь

продолжалось и после раннего намюра. Внутринамюрская фаза складчатости, явившаяся переломным моментом в развитии остальных частей геосинклинальной системы, в особенности окраинных зон, не привела к смене геосинклинального режима орогенным. Осадконакопление геосинклинального типа, продолжавшееся в течение намюра и среднего карбона, образовало морскую молассовую формацию. Хотя в основании этих отложений повсеместно выделяются базальные конгломераты (см. рис. 49), но залегание их в сходных с подстилающими осадками структурах, наряду с геосинклинальным типом отложений не дает основания для резкого отделения их от комплекса геосинклинальных формаций. Для морской молассовой формации характерно: значительная мощность (2000—2500 *м*) отложений, обилие грубо- и крупнозернистых пород, их полимиктовый и вулканомиктовый состав, местами углистость, изредка (на юго-западе) присутствие вулканогенного материала. Конгломераты чаще всего залегают в низах разреза, но единичные, быстро выклинивающиеся прослои гравелитов встречаются в разных его частях. Формация в целом характеризуется невыдержанным изменчивым разрезом, слабой сортировкой обломков. Обилие остатков разнообразной морской фауны в сочетании с характером осадков, в которых превалирует местный материал, указывают, с одной стороны, на мелководные морские условия осадконакопления, а с другой, — на снос материала с энергично поднимающихся соседних поднятий. На близость суши указывает и обилие в отложениях растительного детрита и хорошо сохранившихся растительных остатков. Чарский антиклинорий в это время существовал в виде острова или полуострова, разделявшего узкий морской бассейн (типа пролива) на две части. Судя по замерам ориентированных галек и их составу, часть обломочного материала в этот морской бассейн сносилась с Чарского антиклинория. Во вторую половину эпохи накопления морской молассовой формации пониженные участки Чарского антиклинория (межгорные впадины) превратились в область наземного осадконакопления, о чем свидетельствует присутствие там наземной угленосной молассы среднекарбонового возраста. Литологический состав пород морской молассовой формации и результаты изучения ориентировки галек конгломератов позволяют считать, что основные области сноса обломочного материала находились в пределах Жарма-Саурской и Калба-Нарымской зон. На интенсивные процессы происходившей там эрозии указывает наличие в конгломератах галек гранодиоритов, раннекарбоновых и даже девонских пород. Во второй половине эпохи формирования молассовой формации области поднятия, окружающие морской бассейн, в значительной степени были снивелированы, что отражается на исчезновении из верхней части разреза формации грубообломочных фаций, в том числе конгломератов. Боковые заливы морского пролива заходили и на территорию соседних зон: Кокпектинскую подзону Жарма-Саурской зоны и Калбинскую подзону Калба-Нарымской зоны и даже в южную часть Рудного Алтая, проникая в наложенные межгорные прогибы (Кокпектинский, Каскабулакско-Жартаский, Джусалинский, Бакырчикский). Чарская подзона внутреннего поднятия оказалась заключенной между указанным морским проливом и его заливом, занявшим Кокпектинский прогиб. В это время в пониженных участках южной части Чарской подзоны, представляющих собой болотистую низменность, временами заливаемую морем, накоплялись наземные угленосные молассовые образования.

Для наземной молассовой формации характерны следующие особенности: 1) наземные условия накопления, о чем свидетельствует повсеместное нахождение в отложениях этого комплекса флоры хорошей сохранности; 2) значительная мощность отложений, достигающая 1400—2000 *м*; 3) преимущественно обломочный состав осадков, обилие грубообломочных пород, указывающих на существование вблизи областей накопления размывающихся поднятий; 4) уменьшение количества грубозернистых разностей в разрезе по направлению снизу вверх, что, видимо, свидетельствует о снижении тектонической активности к концу эпохи образования наземной молассы и частичную снивелированность окружающих поднятий; 5) углистость и присутствие прослоев углей; 6) резко выраженное несогласное залегание на образованиях известняково-кремнисто-базальтовой формации, испытавших континентальное выветривание.

Таким образом, в среднем карбоне на территории Западно-Калбинской зоны одновременно формировались две формации: относящаяся к поздней стадии наземная молассовая, накоплявшаяся в пределах Чарской подзоны, и относящаяся еще к средней стадии прибрежноморская молассовая формация, накоплявшаяся в пределах Баладжальской подзоны.

В связи с фазой складчатости, имевшей место, видимо, в конце среднего карбона, территория Западно-Калбинской зоны испытывает общее неравномерное поднятие, о чем свидетельствует резко выраженное угловое несогласие, существующее между отложениями молассового комплекса и вышележащей андезит-молассовой формации, вулканогенные и осадочные образования которой накапливались преимущественно в пределах межгорных впадин, занятых наземной молассовой формацией. Дальнейшее прогибание этих впадин, видимо, привело к возникновению на их бортах глубоких расколов широтного простирания, по которым поднималась и выливалась на поверхность магма, давшая вместе с красноцветными молассами и сероцветными отложениями пресноводных бассейнов андезит-молассовую формацию. Для эффузивов этой формации характерен преимущественно андезитовый состав и повышенная щелочность. Формация сложена лавами и реже пирокластическими образованиями андезитового состава, пестроцветными (чаще красноцветными) обломочными породами с подчиненными прослоями известковистых пород. Эта формация отличается резкой фациальной невыдержанностью слагающих ее образований. Заключенные в осадочной части разреза формации растительные остатки и пресноводные пелециподы свидетельствуют о накоплении вулканогенных и осадочных пород в наземных условиях, частично в озерных водоемах. Многочисленные дайки, по составу аналогичные излившимся лавам, секущие породы подстилающей наземной угленосной молассы, вероятно, являлись подводящими каналами для изливавшейся магмы.

Поздняя стадия в Западно-Калбинской зоне завершилась внедрением гипабиссальных интрузий повышенной щелочности. Наиболее поздние вулканогенные образования этой зоны представлены пермо-триасовым наземным трахибазальт-трахилипаритовым комплексом, распространенным на ограниченной территории в горах Семейтау и, видимо, Актюбе. По возрасту эти образования значительно оторваны от осадочных и вулканогенных формаций поздней стадии развития и отнесены в известной

мере условно к этапу постконсолидационной активизации. Видимо, после растянутой во времени поздней стадии в отдельных участках, прилегающих к Баладжальскому глубинному разлому, имела место активизация тектонических движений, в связи с которыми снова проявился наземный вулканизм. Около единичных вулканических центров, расположенных на периферии среднекаменноугольных мульд, накапливались сравнительно маломощные вулканогенные толщи, относящиеся к контрастной трахибазальт-трахилипаритовой формации. Геохимические и петрохимические особенности пород рассматриваемого комплекса: повышенная щелочность пород; наличие ряда пород изменяющегося от липаритов до базальтов; резко изменчивый состав дифференцированных субвулканических интрузий; повышенное содержание таких сопутствующих элементов, как никель, кобальт, ванадий, титан, углерод, цирконий, а также другие особенности состава, предполагают образование трахибазальт-трахилипаритовой формации за счет базальтовой магмы, контактированной при замедленном поднятии в верхние этажи материалом гранитного слоя коры. В пользу последнего свидетельствует высокое содержание щелочей, преобладание в их составе калия, обилие летучих (фтора, воды), а из сопутствующих элементов таких, как свинец, германий. Таким образом, вертикальный формационный ряд Западно-Калбинской зоны, начавшись с формирования, видимо, на всей территории единого карбонатно-кремнисто-диабазового комплекса разделился с позднего визе на два самостоятельных ряда: ряд Баладжальской подзоны и ряд Чарской подзоны. Баладжальская подзона представлена последовательностью формаций: известняково-кремнисто-песчаниковой, морской молассовой, наземной трахибазальт-трахилипаритовой. В Чарской подзоне отмечается последовательный ряд формаций: известняково-кремнисто-базальтовой, наземной молассовой, трахиандезит-молассовой, наземной трахибазальт-трахилипаритовой. Интрузивно-магматические породы пользуются относительно небольшим распространением и принадлежат к комплексам ультраосновных интрузий, комплексу малых интрузий повышенной щелочности и комплексу щелочных гранитов и граносиенитов.

Формационный ряд Жарма-Саурской зоны. Фундаментом отложений герцинского цикла в Жарма-Саурской зоне, видимо, являются консолидированные отложения каледонского цикла Чингизского типа. Наиболее молодые из них представлены вулканогенными образованиями лудловского возраста, встречающимися на юго-западной окраине Жарма-Саурской зоны. По данным Р. А. Борукаева (1962), уже в позднем силуре территория Жарма-Саурской зоны обособилась от собственно Чингизской геоантиклинорной зоны. Наземные кислые эффузивы ранне-среднедевонского возраста, развитые в Чингизе, для Жарма-Саурской зоны уже не характерны и могли проявиться лишь в самых окраинных участках. Древнейшими образованиями ранней стадии герцинского цикла в Жарма-Саурской зоне является кремнисто-андезит-диабазовая формация. Уже в эту стадию наметилось деление рассматриваемой зоны на две части: внутреннюю (Восточно-Жарминскую и Северо-Саурскую) подзону и внешнюю (Западно-Жарминскую и Южно-Саурскую) подзону. В первой из них формация представлена преимущественно вулканогенными породами, а во второй — в равной мере вулканогенными и осадочными породами. Формирование кремнисто-андезит-диабазовой формации завершилось в конце франского века.

После перерыва в фамене в турнейском веке территория рассматриваемой зоны снова испытывает погружение и вступает в среднюю (предорогенную) стадию развития. В этом этапе в ее пределах одновременно образуются две формации: во внутренней подзоне — вулканогенная островная базальт-андезитовая, а во внешней подзоне — туффитовая субформация флишоидной формации. Здесь, как и всюду, около вулканических островных дуг формируются флишоидные толщи туффитового состава. В разрезе островной базальт-андезитовой формации выделяются две толщи, строение нижней из них показывает, что ранний период образования формации характеризовался накоплением в подводных условиях осадочных пород, туфов и туффитов андезитового, редко дацитового и плагиолипаритового состава, а также базальтовых лав. Вулканогенный материал поставлялся из одиночных центров чаще всего путем извержений эксплозивного типа. Петрографический состав пород верхней толщи и характер их переслаивания свидетельствуют об интенсивном проявлении вулканизма в наземно-морских (островных) условиях. По петрохимическим данным вулканогенные породы рассматриваемой формации близки к нормальной щелочно-земельной серии, лишь иногда немного отклоняются в сторону повышенной щелочности у кислых разностей пород. Преобладающими по составу породами являются андезит-базальты и андезиты. В связи с изменением режима вулканизма во внутренней подзоне изменился и состав морских осадков в соседней внешней подзоне, где существенно тонкозернистые породы нижней части турнейских флишоидных осадков сменяются выше грубозернистыми флишоидными отложениями, в составе которых значительное участие принимают туффиты и пепловые туфы смешанного состава и карбонатный материал.

В раннем визе площадь проявления вулканической деятельности значительно сокращается. Накопление вулканогенного материала связано с небольшим количеством вулканов центрального типа, локализованных вблизи разлома, разделяющего внутреннюю и внешнюю подзоны. В завершающем периоде вулканизма, вблизи возвышающихся вулканических сооружений, накоплялись молассовые образования вулканогенного состава. На большей части территории Жарма-Саурской зоны в раннем визе накоплялись флишоидные отложения (туффитовой субформации). В середине визе зона в результате частной инверсии испытывает поднятие, складчатость, сопровождаемые внедрением интрузий Саурского комплекса (диорит-гранодиоритовой формации). В позднем визе и раннем намюре часть территории Восточно-Жарминской подзоны, прилегающая к Западно-Калбинской зоне, вместе с последней вовлекается в новое погружение. В результате этого в северо-восточной части Восточно-Жарминской подзоны возникают наложенные прогибы, выполненные отложениями известняково-кремнисто-песчаниковой формации. Эти прогибы — Кокпектинский, Жартасский, Каскабулакский — объединяются нами в третий крупный элемент Жарма-Саурской зоны — Кокпектинскую подзону. Для известняково-кремнисто-песчаниковой формации наложенных прогибов Кокпектинской подзоны характерно замещение карбонатных фаций по направлению с востока (со стороны Чарской подзоны) на запад обломочными породами. В изолированном Серектасском прогибе в составе формации значительное участие принимают вулканогенные породы.

В целом же Кокпектинская подзона по своему геологическому разрезу и дальнейшей истории геологического развития очень сходна с Бала-

джальской подзоной Западно-Калбинской зоны. В верхнем палеозое, по отношению к Чарской подзоне Западно-Калбинской зоны, они обе являются краевыми прогибами.

В позднюю стадию, в течение намюрско-среднекарбонового времени морские осадки, представленные прибрежно-морской молассовой формацией, отлагались лишь в пределах Кокпектинской подзоны (Кокпектинском, Жартасском, Каскабулакском прогибах). Материал морской молассовой формации, видимо, поступал с поднятий Жарма-Саурской зоны. В межгорных впадинах приподнятой части Жарма-Саурской зоны в это время накапливались наземные вулканогенные образования трахидацит-трахиандезитовой формации, иногда с участием и наземных моласс. Корневые части вулканических аппаратов этой формации прорывают не только осадочные и вулканогенные толщи, но и массивы гранитоидов Саурского интрузивного комплекса (см. рис. 50). Поздняя (орогенная) стадия завершилась в Жарма-Саурской зоне в конце среднего карбона внедрением гипабиссальных интрузий Монракского интрузивного комплекса. Более молодые осадочные и вулканогенные образования развиты здесь преимущественно в Сауре и в Семипалатинском Прииртышье, главным образом в Северо-Саурской подзоне. Накопление этих образований, видимо, было обусловлено постконсолидационной активизацией, имевшей место под влиянием тектонических движений в соседних с Сауром областях. В позднекаменноугольно-раннепермское время здесь отлагались осадки континентально-лагунной лимнической угленосной формации, а в позднепермско-триасовое время — наземной молассовой (угленосной) формации.

Накопление отложений указанных формаций происходило в длительно существовавших мульдах, унаследованных от среднего карбона. Одновременно с отложением осадков около разломов, возникших на бортах упомянутых унаследованных мульд, проявлялась и вулканическая деятельность, представленная двумя локально проявившимися формациями: трахибазальт-трахилипаритовой позднекаменноугольного — раннепермского возраста и трапповой — триасового возраста. Трахибазальт-трахилипаритовая формация представлена фациями: эффузивными, пирокластическими, жерловыми и субвулканическими. Образования этой формации в своем размещении тяготеют к зоне разломов, разделяющих Северо-Саурскую и Южно-Саурскую подзоны, хотя лавоподводящими каналами, судя по расположению жерловых образований и расположению фаций, в большинстве случаев были сопряженные с ними секущие разломы меридионального простирания. Трапповая формация, представленная в сущности протяженным дайкообразным телом эссексит-диабазов, сопровождается небольшим количеством туфобрекчий.

Следовательно, на всей территории Жарма-Саурской зоны в раннюю стадию происходило формирование кремнисто-андезит-диабазовой формации, но уже тогда наметилось разделение зоны на две части: внутреннюю подзону, где шло накопление преимущественно вулканогенных образований, и внешнюю, где накопление вулканогенных образований чередовалось отложением нормальных осадков. В дальнейшем на территории с единым основанием сформировались два самостоятельных, но тем не менее тесно друг с другом связанных ряда формаций, а именно: ряд внешних подзон (Западно-Жарминский и Южно-Саурский) и ряд внутренних подзон (Восточно-Жарминский и Северо-Саурский).

В среднюю стадию в пределах внутренних подзон шло накопление островной базальт-андезитовой формации, а во внешних подзонах — флишоидной туффитовой формации. В конце средней стадии (позднем визе), когда большая часть территории зоны вышла из области морского осадконакопления, окраинные части Восточно-Жарминской подзоны (Кокпектинская подзона) вместе с Западно-Калбинской зоной были вовлечены в новое прогибание и там накапливались последовательно осадки известняково-кремнисто-песчаниковой и морской молассовой формаций.

Поздняя стадия в Жарма-Саурской зоне представлена наземной трахидацит-трахиандезитовой формацией, развитой главным образом на территории внутренних подзон. Осадочные и вулканогенные формации, связанные с этапом постконсолидационной активизации, развиты преимущественно в Сауре, главным образом в Северо-Саурской подзоне (внутренняя подзона), и представлены последовательно сменяющимися осадочными формациями лимнической угленосной, наземной молассовой (угленосной), а также синхронными им вулканогенными комплексами: трахибазальт-трахилипаритовым и эссексит-диабазовым (трапповым).

Лимническая угленосная формация объединяет сложную по своему строению и фациальному составу толщу осадков: разнозернистых полимиктовых грауваккових песчаников, гравелитов, туфогенных песчаников, конгломератов, доломитовых известняков, доломитов, углей, горючих сланцев, сидеритов и др. Часть осадочных образований была сформирована в мелководных условиях, другие разновидности принадлежат болотным, озерным и наземным фациям. Широко представлены в составе формации осадки, сформированные в лагунных условиях — горючие сланцы, доломитизированные известняки. Наземная молассовая формация объединяет сложнопостроенную серию преимущественно грубообломочных образований верхней перми — низов триаса и нижнего мезозоя, формировавшихся в пресноводном континентальном бассейне. Характерными особенностями состава формации является обилие конгломератов, пластов углей, наличие сидеритов и известковистых мергелей при полном отсутствии горючих сланцев.

Как видно из анализа истории развития важнейших структурных элементов и рассмотрения последовательно сменяющих друг друга геологических формаций, отдельные крупные участки или, что то же самое, крупные структурные элементы Зайсанской складчатой области характеризуются своим особым вертикальным рядом формаций. Такие участки выделяются нами в структурно-формационную зону. В ряде случаев на отдельных стадиях геосинклинального развития этот единый ряд распадается на два или несколько параллельных формационных рядов. Каждый из таких рядов отвечает отдельной подзоне. По этому признаку зоны делятся на подзоны (см. рис. 48).

Контуры структурно-формационных зон в основном определяются (насколько это удается реконструировать) границами первоначальных геосинклинальных прогибов. Эти возникшие в разное время прогибы были разделены унаследованными глубинными разломами; если последние в настоящее время перекрыты молодыми отложениями, они устанавливаются по косвенным признакам: наличию поясов интрузий, резких фациальных границ, узких вулканических зон, шовных структур, геофизическим данным и др. Всей территории структурно-формационной зоны свойствен общий фундамент. Зайсанская геосинклинальная система

заложилась на гетерогенном основании, и фундаменты герцинских структурно-формационных зон различаются составом, возрастом, и степенью дислоцированности и метаморфизмом слагающих пород. Геологические формации ранней стадии, по которым структурно-формационные зоны различаются наиболее четко, формировались на всей территории той или иной зоны. Начиная со средней (предорогенной) стадии развития (иногда несколько раньше), единая в начале структурно-формационная зона распадается на подзоны, что выражается или в параллельном формировании двух синхронных формаций — осадочной и вулканогенной (чаще в эвгеосинклинальных зонах), или в появлении внутренних (и краевых) поднятий и внутренних прогибов. Третий тип подзон — это наложенные прогибы, возникшие на внутренних поднятиях в средней же стадии в связи с негативными движениями соседней зоны или вне связи с ними. Границы подзон обычно достаточно четко очерчены длительно развивающимися тектоническими швами, но иногда бывают замаскированы (перекрыты) более молодыми отложениями или заняты крупными массивами гранитоидных интрузий.

В позднюю (орогенную) стадию развития осадочные и вулканогенные формации накапливались лишь в пределах локальных прогибов и не распространялись на всю территорию той или иной сттруктурно-формационной зоны или подзоны. Формации поздней стадии возникали только в тех зонах и подзонах, которые в среднюю стадию или пережили геоантиклинальный режим, или отличались проявлениями вулканизма.

* * *

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Зайсанская герцинская геосинклинальная система заложилась на гетерогенном основании: ее краевые зоны возникли на месте каледонских складчатых систем, а внутренние зоны, видимо, заложились на ином, более древнем, чем каледонском, основании. Фундамент герцинского структурного этажа в различных частях Зайсанской складчатой системы представлен различными литологическими комплексами пород, значительно отличающимися друг от друга по их первичному литологическому составу, возрасту, степени метаморфизма.

2. Сопоставление формационного состава комплексов догерцинского основания и герцинских зон дает возможность судить о направленности развития. На древнем докаледонском основании заложился герцинский эвгеосинклинальный прогиб (Западно-Калбинская зона). Вторичный герцинский вулканический геосинклинальный прогиб (Жарма-Саурская зона) с преобладающим андезитовым магматизмом возник на каледонском основании, прошедшем эвгеосинклинальное развитие, а вторичный вулканический геосинклинальный прогиб салического типа (Рудно-Алтайская зона) — на каледонидах, переживших миогеосинклинальный цикл развития. Герцинские миосинклинальные прогибы (Калба-Нарымской зоны) и прогибы смешанного типа (Южно-Алтайской зоны) закладывались как на месте консолидированных докаледонских складчатых систем эвгеосинклинального типа развития, так и на месте каледонских миогеосинклинальных зон.

3. Для отдельных частей рассматриваемой геосинклинальной системы собственно геосинклинальный этап развития начался неодновременно —

в позднем силуре, раннем и среднем девоне — и длился разное время. Сама геосинклиналь заложилась не сразу на всей территории складчатой области, первоначально она существовала лишь в виде узкого первичного геосинклинального прогиба. Позже территория геосинклинали расширилась за счет последовательного погружения вдоль глубинных разломов новых участков бывших поднятий. Переход от геосинклинального этапа к орогенному также происходил неодновременно (скользящe): в краевых зонах — в визе и в намюре, а в центральной части — в среднем карбоне.

4. Развитие складчатой системы проходило стадийно. В ее геотектоническом цикле можно выделить три главные стадии развития, из них первые две (ранняя и средняя) соответствуют в основном среднему палеозою, включая, лишь в центральной части системы, частично и поздний палеозой, а третья, поздняя, — в основном позднепалеозойская. Если между формациями средней и поздней стадий повсеместно наблюдается резко выраженная поверхность несогласия, то между отложениями ранней и средней стадии перерыв в осадконакоплении был неповсеместным.

Этап постконсолидальной активизации в отличие от геосинклинального этапа развития проявился лишь в юго-западной части подвижного пояса и представлен лагунно-континентальными и молассовыми образованиями, контрастным трахибазальт-трахилипаритовым и трапповым комплексами эффузивов. Для интрузивного магматизма характерны аляскиты, щелочные граниты и граносиениты.

5. Различные части Зайсанской складчатой системы отличаются не только по составу комплекса основания, но, в еще большей степени, по составу средне-верхнепалеозойских образований геосинклинального и орогенных этапов, что выражено в существовании разного типа вертикальных формационных рядов. В пределах Зайсанской геосинклинальной системы выделяются структурно-формационные зоны следующих типов: 1) миогеосинклинальные зоны, лишенные проявления эффузивного магматизма (Калба-Нарымская зона) или относительно слабого его проявления (Южно-Алтайская зона); 2) эвгеосинклинальные зоны с преимущественным проявлением основного вулканизма (Западно-Калбинская зона); 3) вторичные вулканические зоны с преобладающим кислым вулканизмом; 4) вторичные вулканические зоны с преобладающим андезитовым вулканизмом.

6. Все главные структурно-формационные зоны складчатой системы прошли полный цикл геосинклинального развития, в том числе раннюю, среднюю и позднюю стадии развития, а некоторые еще и этап постконсолидационной активизации.

7. В зонах миогеосинклинального типа ранняя стадия по степени контрастности и интенсивности тектонических движений может быть подразделена в свою очередь на два периода, из которых более ранний, характеризовавшийся интенсивными тектоническими движениями, представлен более грубозернистыми осадками карбонатно-песчанико-сланцевой формации, а более поздний и тектонически более спокойный период — тонкозернистыми осадками аспидной формации. Подобное же разделение на ранний и поздний периоды имеет место в среднюю стадию и в одной из миогеосинклинальных зон — Южно-Алтайской, где флишевая формация накапливалась в условиях интенсивных пульсационных колебательных движений и резком поднятии «кордильер», а последующая

известковисто-сланцевая накапливалась в более спокойной обстановке, в то время, когда области сноса были значительно снивелированы.

При совершенно иной направленности тектонического режима происходило накопление осадков средней стадии в другой миогеосинклинальной зоне — Калба-Нарымской. Здесь они представлены преимущественно флишоидной песчанико-сланцевой формацией, для которой характерно резкое увеличение грубозернистых осадков и в верхней части разреза формации. Образование этой формации происходило при двустороннем сносе с северо-востока (Иртышской подзоны) и юго-запада (Чарской подзоны); при этом если в ранний период снос материала происходил преимущественно с северо-востока, то в поздний период в качестве области сноса материала доминируют поднятия, расположенные на юго-западе.

В позднюю стадию накопление осадков во всех зонах происходило лишь в подзонах внутренних поднятий. Эти осадки, сформировавшиеся в межгорных долинах, протягивающихся в северо-западном направлении, представлены молассовой угленосной формацией. Интенсивное развитие в миогеосинклинальных зонах в позднюю стадию получил магматизм гранитного состава.

8. Эффузивный магматизм в зонах вулканических поясов имел наиболее широкое распространение в раннюю стадию. В дальнейшем от стадии к стадии площадь его проявления прогрессивно сокращалась. В среднюю стадию это сокращение шло частично за счет одновременного расширения областей накопления флишоидных осадков, причем около вулканических зон базальтового типа накапливались осадки известковисто-кремнисто-песчаникового комплекса, около вулканических поясов, характеризовавшихся продуктами извержения среднего и кислого состава, при подводных извержениях — флишоидные осадки сланцево-песчаникового комплекса, а при субаэральных извержениях — флишоидные осадки туффитового состава. После каждого этапа вулканизма имело место проявление интрузивного магматизма близкого к вулканогенным породам состава. Магматические породы поздней стадии характеризуются повышенной щелочностью.

9. Зоны вулканического типа в Зайсанской складчатой системе во все стадии тектоно-магматического цикла сохранили свой особый профиль магматизма.

В эвгеосинклинальной внутренней зоне (Западно-Калбинской) ранняя и средняя стадии представлены вулканитами базальтового и андезит-базальтового состава, и верхнепалеозойская порфирового типа формация поздней стадии также представлена сравнительно более основным трахиандезитовым комплексом. Этап постконсолидационной активизации представлен ограниченно проявленным, контрастным базальт-липаритовым комплексом повышенной щелочности, притом калиевого типа. Повторно и в разных стадиях проявлялся здесь и интрузивный гипербазитовый магматизм. Интрузии кислого состава развиты очень ограниченно и представлены разностями повышенной щелочности.

В окраинной Жарма-Саурской зоне вулканического типа ранняя и средняя стадии охарактеризованы проявлением вулканизма (андезит-базальтовый и базальт-андезитовый комплексы), а порфировый вулканизм поздней стадии представлен дацит-андезитовым комплексом повышенной щелочности. Этап постконсолидационной активизации характеризуется ограниченно проявленным контрастным базальт-липаритовым

комплексом. Интрузивный магматизм в рассматриваемой зоне широко представлен диорит-гранодиоритовой формацией, менее — гипабиссальными интрузиями повышенной щелочности, а на этапе постконсолидационной активизации — аляскитовыми и щелочными гранитами. Окраинная Рудно-Алтайская зона по проявлению магматизма скорее всего должна быть отнесена к зоне салического типа. Ранняя стадия в ней представлена кварц-кератофировой формацией, в формировании которой, видимо, большое значение имели процессы синтексиса. Антидромное развитие вулканизма упомянутой формации, а также последующих проявлений магматизма средней стадии с последовательностью комплексов: андезит-дацитового и андезит-базальтового также подтверждают высказанное соображение о развитии магматизма этой зоны. Порфировый магматизм представлен андезит-дацитовым и плагиолипаритовым комплексами повышенной щелочности и комагматичными им гипабиссальными интрузиями моноцонитоидного ряда. Интрузивный магматизм широко представлен комплексами интрузий габбро-диоритового, диорит-гранодиоритового, плагиогранитного и гранитного состава. Всем магматическим породам, за исключением ксеногенного гранитного комплекса, свойствен натровый уклон.

Несмотря на широкое проявление магматизма кислого состава, Рудно-Алтайская зона из всех зон Зайсанской складчатой области и окружающих каледонид характеризуется наиболее высокими значениями поля силы тяжести, свидетельствующими, видимо, о малой глубине нахождения поверхности базальтового слоя. Все это вместе взятое, с учетом к тому же антидромного развития магматизма, позволяет говорить о постепенном замещении в течение герцинского этапа развития в этой зоне гранитно-осадочного слоя базальтовым, что находит отражение в последовательном изменении петрохимического состава.

10. Отмечается параллельная поясовость и симметричность в расположении зон. Выделяются внутренние и окраинные зоны. Внутренние зоны представлены одной эвгеосинклинальной и одной миогеосинклинальной зонами. В обеих окраинных частях складчатой системы выделяются также по две зоны, одна из которых характеризовалась вулканическим типом развития, а другая миогеосинклинальным. Следует однако отметить, что на юго-западной окраине самостоятельная миогеосинклинальная зона отсутствует, но там имеется внешняя подзона Жарма-Саурской зоны с очень слабым проявлением вулканизма и характеризующаяся накоплением мощных осадочных образований. На окраинах складчатой системы зоны вулканического типа располагаются во внутренней части, а миогеосинклинальные во внешней.

11. Симметричное расположение зон отмечается и по геофизическим аномалиям. Во внутренней части геосинклинальной системы эвгеосинклинальная зона характеризуется сравнительно высокими значениями силы тяжести, а миогеосинклинальная резко отрицательными. В окраинных частях системы зоны вулканического типа отличаются резко повышенными значениями силы тяжести (в особенности Рудно-Алтайская зона), а миогеосинклинальные — пониженными. Малыми значениями силы тяжести характеризуются и окружающие складчатую систему каледониды. Подобная же поясовость отмечается и по магнитным аномалиям.

12. Геологическая и геофизическая зональность обусловила и поясовость металлогении рассматриваемой территории.

13. В большинстве зон отмечается усиление проявления вулканизма

и увеличение мощности вулканогенных отложений в направлении с северо-запада на юго-восток, что, по-видимому, обусловлено погружением в этом направлении фундамента. Погружение это часто носит ступенчатый характер. Ступенчатость обусловлена наличием долгоживущих поперечных (чаще субширотных) разломов, существенно влиявших на развитие структурно-формационных зон. Особенно большое значение они приобрели в поздние стадии развития, оказывая существенное влияние на формирование позднепалеозойских прогибов, на проявление магматических (эффузивных и интрузивных) процессов и размещение месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Авров Д. П., Баранова Г. И. Вулканогенные брекчии хр. Сары-Тау. Бюлл. науч.-техн. информ., МГиОН СССР, № 7, 1957.

Авров Д. П. Особенности полиметаллического оруденения в хр. Сарым Сакты (Южный Алтай). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 5, 1958.

Авров Д. П., Моисеева Э. Г. Девонские отложения восточной части Южного Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1959.

Ажгирей Д. Г. О геолого-генетических особенностях и перспективах оруденения Хамирско-Большереченского района на Алтае. Тр. АГМНИИ АН Каз.ССР, т. XVI, 1963.

Аникиев К. А., Кочкин Г. Б. Петрохимические особенности девонских эффузивов Уйменской депрессии (Горный Алтай). Геология и геофизика, № 12, 1961.

Бельговский Г. Л., Василевская Е. Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских отложений среднего течения р. Бухтармы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 9, 1955.

Белькова Л. Н. Генезис и возраст кислых порфировых интрузий Бухтарминского района Рудного Алтая. Сов. геология, № 6, 1959.

Белькова Л. Н. Гидротермально измененные породы Бухтарминского района Рудного Алтая. Госгеолтехиздат, 1959.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Богданова К. Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. Материалы по геол. и пол. иск. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, 1963.

Ботвинкина Л. И. Слоистость осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1962.

Бубличенко Н. Л., Никитина Л. Г. Тарханский разрез (Юго-Западный Алтай). Тр. АГМНИИ АН Каз.ССР, т. 2, 1955.

Бубличенко Н. Л. Стрижковские слои (живетский ярус в Рудном Алтае). Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. V, 1957.

Бубличенко Н. Л., Дубатолов В. Н., Максимова З. А., Спасский Н. Я. Палеонтологические основы стратиграфии Рудного Алтая. Тр. АГМНИИ. АН Каз.ССР, т. VI, 1958.

Бубличенко Н. Л. К методике стратиграфических исследований в Рудном Алтае. Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. XII, 1962.

Бубличенко Н. Л., Кожемяко М. Н. Фации и флишоиды Юго-Западного Алтая. Тр. АГМНИИ, т. XVI, 1963.

Василевская Е. Д. Геологическое районирование Юго-Западного Алтая. Материалы по геол. и полезным ископ. Алтая и Казахстана, общ. серия, вып. 19, 1956.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.

Геология и минеральные ресурсы Японии. Перевод с англ. В. М. Гурьян под ред. Н. А. Беляевского. Изд-во иностр. лит., 1961.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Материалы для геологии России. Т. 1. Изд. СПБ, Мин. об-ва, 1969.

Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. IV, 1961.
Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Всес. Зап. минер. об-ва, вып. 2, 1961.
Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая. Сов. геология, № 48, 1955.
Горжевский Д. И., Яковлева Е. Б. Петрохимическая характеристика изверженных пород северо-западной части Рудного Алтая. Сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
Гречишникова И. А. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
Гречишникова И. А. Стратиграфия и условия накопления нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5, 1961.
Гроссгейм В. А. О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях. Изв. АН СССР, серия геол., № 14, 1961.
Григайтис Р. К. О возрасте и стратиграфическом расчленении отложений куставкурчумской свиты на Южном Алтае. Информ. сб. № 23, ВСЕГЕИ, 1959.
Данбор К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Изд-во иностр. лит., 1962.
Данилович В. Н. К геологическому строению юго-западного крыла антиклинория Рудного Алтая. Докл. АН СССР, № 2, 1938.
Джобашли Г. Т. Сферолитовые лавы окрестности села Гамзачиман. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961.
Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали. Геология и геофизика, № 3 (111), 1969.
Елисеев Н. А. Петрография Алтая и Калбы. Изд-во АН СССР, 1938.
Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 71, № 24, 1946.
Заварицкий А. Н. Изверженные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
Звягинцев Л. И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. Изд-во «Наука», 1965.
Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
Иванкин П. Ф. и Нурбаев З. М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. Сов. геология, № 2, 1961.
Иванкин П. Ф., Кузебный В. С. О верхней возрастной границе и глубине формирования оруденения Николаевского месторождения на Алтае. Вестн. АН Каз. ССР, № 1, 1960.
Иностранцев А. А. Геологический очерк Повонецкого уезда Олонецкой губернии. Материалы для геол. России, вып. 7, 1877.
Иншин П. В., Иншина В. М. Гидротермальные изменения пород Заводинского рудного поля. Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. 8, 1960.
Ипатов А. Н. Новые данные по стратиграфии карбона Калбы. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 2 (43), 1961.
Истомин А. Н., Сальменова К. З. Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканогенного комплекса пород. Вестн. АН Каз. ССР, № 9, 1964.
Кагарманов А. Х. Некоторые вопросы стратиграфии низов нижнекаменноугольных отложений Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны. Изв. вузов, «Геология и разведка», 88, 1962.
Кагарманов А. Х., Моисеева Э. Г., Попов В. Е. О битуминозности терригенных палеозойских пород Юго-Западного Алтая. ВСЕГЕИ, информ. сб., № 57, 1962.
Кагарманов А. Х., Тарасенков А. М. О стратиграфическом положении вулканогенных толщ в разрезе верхнего палеозоя Калбы. Зап. ЛГИ, т. 47, вып. 2, 1964.
Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. АН, № 60, прилож. 8, 1887.
Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Кавказа и Урала. Материалы Новосибирск. конф. по учению о геол. форм. Новосибирск, 1955.
Ким В. А. Полевые шпаты порфиров Зыряновского района Рудного Алтая. Изв. АН Каз. ССР, вып. 2, 1957.

Киселев А. К., Синдин И. К. Отложения нижнего девона Юго-Западной Калбы. Докл. АН СССР, т. 141, № 6, 1961.

Клейман Г. П. К вопросу о границе верхнего девона и нижнего карбона в юго-западной части Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 19, 1956.

Клейман Г. П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хребта Саур. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 33, 1960.

Клейман Г. П. Основные черты тектоники хребтов Саур, Манрак и Восточный Тарбагатай. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.

Кирова Т. В. Нижнекаменноугольные вулканогенные породы Бухтарминского района (Рудный Алтай) Зап. ЛГИ, т. XXXV, вып. 2, 1959.

Кожемяко М. Н. К методике изучения слоистости терригенных отложений. В кн. «Вопр. методики геол. исслед. Рудного Алтая». Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. XII, 1962.

Кожемяко М. Н. К вопросу формирования верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Калбы. Тр. АГМНИИ АН Каз.ССР, т. XVI, 1963.

Комар В. А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, 1957.

Комар В. А. Основные черты палеогеографии Рудного Алтая в девоне. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5, 1961.

Копелович А. В. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. СО АН СССР, вып. 5, 1962.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотезы трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, № 9, 1962.

Косовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и металлогенеза. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1963.

Кузебный В. С. Особенности образования вулканогенных формаций девона северо-западной части Рудного Алтая. Сов. геология, № 6, 1964.

Кузнецов В. А. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. В кн. «Вопр. геол. Азии», т. 1, 1954.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Лапин Б. Н. К вопросу о генезисе некоторых девонских пирокластических пород Горного Алтая. Изв. СО АН СССР, № 1, 1958.

Лапин Б. Н. Строение магматических тел жерловой фации в девонских толщах Горного Алтая. АН СССР, Геология и геофизика, № 4, 1960.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПБ об-ва естествоисп., 15, 1883.

Любецкий В. Н. Субширотные глубинные разломы Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 7, 1965.

Малеев Е. Ф. Генетические типы кластов и отличие их от игнимбритов. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 20, 1961.

Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, 1960.

Микунов М. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.

Микунов М. Ф. О закономерностях распространения и условиях формирования малоульбинской свиты на Рудном Алтае. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5, 1961.

Михайлова Н. И. Споры такырской свиты. Тр. АГМНИИ АН Каз.ССР, т. XVI, 1963.

Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы. В кн. «Очерки по геол. Сибири»., вып. 16. Изд-во АН СССР, 1953.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, 1956.

Наливкин Д. В. Флиш-континентальные отложения. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.

Нехорошев В. П. Геологическое строение Прииртышских гор. Изв. геол. ком., т. 43, № 6, 1924.

Нехорошев В. П. Кендерлыкское каменноугольное месторождение. Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 79. Изд-во Геолкома, 1928.

Нехорошев В. П. Материалы по геологии Рудного Алтая. Геол. вестник, т. 6, № 1—3, 1928.

Нехорошев В. П. Саурская (визейская) тектоническая и интрузивная фаза и верхи нижнего карбона в Юго-Западном Алтае и на соседних территориях. Сов. геология, № 2, 1944.

Нехорошев В. П. Хребет Саур. В кн. «Очерки по геологии Сибири», вып. 9. Изд-во АН СССР, 1941.

Нехорошев В. П. Стратиграфия палеозоя Рудного и Южного Алтая и Калбы. Материалы ВСЕГЕИ, серия общ., сб. 7, 1946.

Нехорошев В. П. Фациальные особенности нижнего карбона Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 8, 1948.

Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, М., 1954.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

Никонов А. А. Очерки геологии и стратиграфии Тигерецко-Чинетинского района в Рудном Алтае. Тр. ГГРУ, вып. 28, 1931.

Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, 1963.

Пнев В. П. Геологическое строение одного из полиметаллических месторождений Южного Алтая. Зап. Ленинградского горного ин-та, т. XXXVII, вып. 2, 1960.

Полывянный И. Я. К стратиграфии палеозоя Кедровско-Бутачихинской зоны. Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. 16, 1963.

Попов В. Е. Материалы по стратиграфии и фациям девонских отложений Коргонской структурно-фациальной зоны Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 74, 1962.

Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.

Ращин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гос. научн.-техн. изд-во нефт. и горнотоплив. пром., 1955.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Севрюгин Н. А. Геологическое строение Присемипалатинского района. Сов. геология, № 8, 1959.

Севрюгин Н. А. Стратиграфическая схема нижнего карбона юго-западной части Зайсан-Иртышской геосинклинальной зоны. Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1960.

Севрюгин Н. А., Лившиц М. Б., Синдин И. К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана, вып. 3 (18), 1965.

Семенов А. И. и Лабазин Г. С. Основные проблемы исследований в области региональной металлогении. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., 1959.

Сократов Г. И. О верхнем палеозое Южной Калбы. Зап. ЛГИ, т. 33, вып. 2, 1958.

Старицин Ф. В. Фациальные особенности нижнекаменноугольных отложений Южно-Алтайской структурно-фациальной зоны. Материалы ВСЕГЕИ, серия 19, 1959.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1, 2. Изв. АН СССР, серия геол., № 5 и 8, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогеноза. Изд-во АН СССР, т. I, II, 1960; т. III, 1961.

Страхов И. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Стучевский Н. И. К вопросу о взаимоотношениях вулканогенных и осадочных фаций в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Тр. АГМНИИ АН Каз.ССР, т. VIII, 1960.

Стучевский Н. И. О стратиграфии северо-западной части Иртышской зоны смятия. Тр. АГМНИИ АН Каз. ССР, т. VIII, 1960.

Тащинина М. В. Геолого-петрографическое описание эффузивной свиты Бухтарминского района Алтая. Изв. АН Каз.ССР, серия геол., вып. 13, 1954.

Тимофеев К. И. Массивно-кристаллические породы Калбинского хребта. Тр. ВГРО, вып. 257, 1934.

Толкунов А. Е. Игнимбриты и туфолавы предгорий Чаткальского хребта. Тр. Лабор. вулканология АН СССР, вып. 20, 1961.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края, 1936.

Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1959.

Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1963.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1964.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Отдел. геол., т. 27 (5), 1952.

Хисамутдинов М. Г. К вопросу о происхождении кристаллических сланцев южной части Иртышской зоны смятия. Материалы ВСЕГЕИ по геологии и полезн. ископ., вып. 8, ч. 1, 1956.

Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры рудоносных растворов на состав и место образования руд на примере некоторых Алтайских месторождений. Сов. геология, сб. 50, 1956.

Хисамутдинов М. Г. Осадочные и вулканогенные формации Юго-Западного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.

Хисамутдинов М. Г., Авров Д. П. Геологическое районирование южной части территории полиметаллического пояса Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.

Хисамутдинов М. Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 94, 1963.

Хисамутдинов М. Г. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной области. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.

Хисамутдинов М. Г. Особенности геологического строения и металлогении полиметаллической зоны Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.

Хисамутдинов М. Г., Демидова Т. Я. Металлогения Юго-Западного Алтая. Сов. геология, № 4, 1965.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1963.

Чернов В. И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая. Тр. МГРИ, т. 23, 1955.

Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. Изв. АН СССР, № 2, 1954.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. Сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.

Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. Изв. АН Каз. ССР, вып. 2 (27), 1957.

Эйнор О. Л. К стратиграфии верхнего палеозоя Калбинского хребта. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.

Эльснер О. Замечания о значении процессов ассимиляции при внедрении первичных магм для генезиса окисленных месторождений геосинклиналей. Тр. XXI Межд. геол. конгресса, вып. III. Изд-во «Мир», 1964.

Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.

Янов Э. Н. Стратиграфия девонских отложений Юго-Восточного и Центрального Горного Алтая. Сб. ВСЕГЕИ, № 29, 1959.

Rösler H. J. Bemerkungen zur Genese von Geosiynkli. nalmagmatitcn. 21 st Internct Geol. Congr., part. 13, 1960.

Steiner A. Origin of ignimbrites of the north Island New Zealand, a new petrogenetic concept. New Zealand Geological Suzv. Bull., n. 68, 1960.

Weyl R. Mittelamerikanische Ignimbrite. N. Jb. Geol. — Palaeont. Abh., Bd. 113, N 1, Stuttgart, 1961.

William R. Dickinson. Metasomatic Quartz Keratophire in Central Oregon, Amer. Journ. of Sci., vol. 260, H 4, pp. 247—266, 1962.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие. *М. Г. Хисамутдинов* 3
Введение. *М. Г. Хисамутдинов* 4
Краткий геологический очерк. *М. Г. Хисамутдинов, Д. П. Авров, Е. Д. Василевская, А. Х. Кагарманов, Г. П. Клейман* 9
Стадии геологического развития. *М. Г. Хисамутдинов* 27
Формации ранней стадии. *М. Г. Хисамутдинов* 31
Карбонатно-песчано-сланцевая формация. *Д. П. Авров* 31
Аспидная формация. *Е. Д. Василевская* 39
Кремнисто-карбонатно-диабазовая формация. *М. Г. Хисамутдинов* . . . 50
Кварц-кератофировая формация. *Т. Я. Демидова, М. Г. Хисамутдинов* 53
Кремнисто-андезито-диабазовая формация. *М. Г. Хисамутдинов* 84
Формации средней стадии 90
Флишевая формация. *Е. Д. Василевская* 90
Флишоидная формация 99
Флишоидная сланцево-песчаниковая субформация окраинных подзон Рудного Алтая. *Д. П. Авров* 100
Флишоидная сланцево-песчаниковая субформация Восточной Калбы. *Е. Д. Василевская* 105
Флишоидная туффитовая субформация. *Е. Д. Василевская* 109
Известковисто-сланцевая формация. *Е. Д. Василевская* 113
Известняково-кремнисто-песчаниковая формация. *Е. Д. Василевская* 119
Островная андезито-дацитовая формация. *Т. Я. Демидова, М. Г. Хисамутдинов* 123
Островная базальто-андезитовая формация. *М. Г. Хисамутдинов, Е. П. Калабашкин* 134
Известняково-кремнисто-базальтовая формация. *М. Г. Хисамутдинов* 139
Андезито-базальтовая (приразломная) формация. *Т. Я. Демидова* . . 142
Прибрежно-морская молассовая формация. *А. Х. Кагарманов* 149
Формации поздней стадии 156
Наземная молассовая формация. *А. Х. Кагарманов* 156
Наземная дацит-трахиандезитовая формация Жарма-Саурской зоны. *С. Н. Калабашкин, М. Г. Хисамутдинов* 159
Наземная андезит-трахидацитовая формация. *Н. Т. Бузкова, М. Г. Хисамутдинов* 167
Трахиандезит-молассовая формация. *А. Х. Кагарманов, М. Г. Хисамутдинов* 172
Формации стадии постконсолидационной активизации. *М. Г. Хисамутдинов* 177
Лимническая угленосная формация. *Г. П. Клейман* 177
Наземная молассовая (поздняя) формация Саурского хребта. *Г. П. Клейман* 181
Трахибазальт-трахилипаритовая формация. *М. Г. Хисамутдинов, С. Н. Калабашкин* 184
Трашовая (эссексит-диабазовая) формация. *С. Н. Калабашкин* 190
Формационный анализ *М. Г. Хисамутдинов* 191
Литература 227

Хисамутдинов Махмуд Гаязович, Авров Дмитрий Петрович, Василевская Евгения Дмитриевна, Демидова Татьяна Яковлевна, Бузкова Наталья Георгиевна, Кагарманов Артур Хасимбекович, Калабашкин Станислав Николаевич, Клейман Геннадий Павлович

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ (ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ) ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*. Техн. редакторы: *В. Л. Прозоровская, Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Г. Г. Большова*

Сдано в набор 25/XI 1971 г. Подписано в печать 15/III 1972 г. Т-06104.
Формат 70 × 100¹/₁₆. Печ. л. 15,25 с вкл. Усл. печ. л. 19,82. Уч.-изд. л. 19,5.
Бумага № 2. Индекс 3—4—1. Заказ 981/11245—1. Тираж 1000 экз. Цена 2 р. 35 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

375

2 p.35 r.

ГЕЕРА-1972