

М.К.БАХТЕЕВ

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ОРОГЕННЫЕ
ВУЛКАНО-
ПЛУТОНИЧЕСКИЕ
ПОЯСА**



М.К.БАХТЕЕВ

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ОРОГЕННЫЕ
ВУЛКАНО-
ПЛУТОНИЧЕСКИЕ
ПОЯСА**



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. — М.: Недра, 1987. — 168 с., с ил.

Рассмотрены особенности тектонического положения и развития палеозойских орогенных структур на примере Казахстанского девонского и Прибалхашско-Илийского позднепалеозойских поясов, а также особенности их глубинного строения. Определена роль изменения положения фронта магмообразования как основного геодинамического фактора, обуславливающего особенности поясов. Показано значение вулканотектонических процессов в формировании внутренней структуры поясов; приведена характеристика основных изометричных и линейных вулканотектонических форм. Дана оценка конструктивных и деструктивных процессов в их формировании.

Для научных работников — геологов и тектонистов.

Табл. 12, ил. 36, список лит. 36 назв.

Рецензент: *В.Г. Тихомиров*, д-р геол.-минер. наук (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова)

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Михаил Козьмич Бахтеев

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Редактор издательства *А.П. Хупова*
Обложка художника *А.Е. Чучкнова*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л.Н. Фомина*
Корректор *И.П. Розанова*
Оператор *И.А. Налейкина*

ИБ № 6688

Подписано в печать 19.05.87. Т—11059. Формат 60х90^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,5. Усл.кр.-отт. 10,75. Уч.-изд.л. 12,40. Тираж 850 экз. Заказ 6134/881—2. Цена 1 р. 90 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО "Первая Образцовая типография имени А.А. Жданова "Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
113054, Москва, Валовая, 28.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулкано-плутонические пояса относятся к важнейшим элементам подвижных зон земного шара. В их пределах отмечаются максимальные проявления вулканической деятельности. После работ С.В. Обручева, Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Е.К. Устиева идея о существовании вулканических поясов в качестве самостоятельных структурных элементов стала общепризнанной. Выделяемые ранее как вулканические, тектоно-магматические пояса, вулканогены, вулканические дуги, магматические швы, магматические зоны эти структуры в последнее время описываются под названием вулкано-плутонических поясов. С ними пространственно совпадают области максимальной концентрации интрузивных массивов. Неоспоримо значение данного типа структур для металлогении в связи с приуроченностью к ним многочисленных и разнообразных рудных месторождений.

В настоящей работе изложены сведения, характеризующие крупнейшие палеозойские вулкано-плутонические пояса — Казахстанский девонский и Прибалхашско-Илийский позднепалеозойский.

При подготовке работы были использованы материалы двадцатилетних исследований автора (1961—1970, 1974—1985 гг), а также результаты работ сотрудников различных организаций, опубликованные по составным частям этих поясов. Плодотворными при разработке отдельных разделов оказались совместные исследования, проведенные с Ю.А. Васюковым, А.М. Ларионовым, М.А. Сенкевич, И.М. Сорокиной, А.Л. Юриной.

ТИПЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

В качестве вулcano-плутонических (вулканических) поясов обычно выделяются четыре типа структур.

I. Протяженные (многие сотни и тысячи километров), ограниченные по ширине (десятки и первые сотни километров) зоны преимущественного развития магматических горных пород (независимо от тектонических условий образования последних). Данный тип объединяет линейные эвгеосинклинали (зеленокаменные синклинии восточного склона Урала), океанические и континентальные рифтовые пояса, магмоподводящие глубинные разломы, длительно развивающиеся на протяжении нескольких тектонических эпох и определяющие линейное расположение вулканических аппаратов, трубок взрыва и т.д. Вулcano-плутонические пояса в таком понимании выделяются на всех этапах становления земной коры.

II. Линейные и дугообразные зоны непрерывного распространения наземных вулcanoгенных образований и интрузивных массивов, протягивающихся на первые тысячи километров при ширине не более 100–200 км. Из многочисленных структур, сложенных магматическими породами к вулcano-плутоническим поясам относятся те, которые образуются в обстановке субаэрального вулканизма (Охотско-Чукотский, Казахстанский, Прибалхашско-Илийский и др.). Такие пояса возникают на орогенных этапах развития складчатых систем либо образуются в результате тектоно-магматической активизации.

III. Вытянутые, протяженные, достаточно широкие ареалы пространственно изолированных друг от друга областей субаэральных вулканитов и интрузивных пород того же возраста, группирующиеся в линейные зоны. По такому принципу выделены позднепалеозойский Евразийский, мезозойско-кайнозойский Монголо-Охотский пояса, характерные для тех же тектонических режимов, что и II тип.

IV. Вытягивающиеся в линию, удаленные на значительные расстояния участки узлового развития разновозрастных магматических пород, формирующихся в одинаковых тектонических условиях. Примером такого подхода к выделению поясов является позднетриасовый Северокавказско-Туркменско-Североафганский вулcano-плутонический пояс В.Е. Хаина, связывающийся с раскрытием северной зоны Тетиса.

Классификация поясов создана применительно к первым двум типам. В их основу положен тектонический режим, существовавший в период образования пояса. Выделяют пояса, образующиеся на собственно геосинклинальном этапе развития, — ранне- и позднегеосинклинальные (В.Е. Хаин), унаследованные (Г.М. Фрейд), офиолитовые и островодужные (Ю.А. Гатинский и др.), первично геосинклинальные (Г.А. Твалчрелидзе); орогенном — пояса первого типа (Н.Г. Маркова), эпигеосинк-

лиальные орогенные (В.Е. Хаин), сопряженные (П.М. Хренов), унаследованно-наложенные (Г.М. Фремд), вторично геосинклинальные (Г.А. Твалчрелидзе); платформенном – собственно платформенные (В.Е. Хаин). Большинство исследователей отдельно выделяется группа поясов, связанных с процессами тектоно-магматической эпиплатформенной активизации, – пояса второго типа (Н.Г. Маркова), наложенные (Г.М. Фремд), эпиплатформенные (В.Е. Хаин), дейтероорогенные (В.Ф. Белый), автономные (П.М. Хренов) [27].

Молодые мезозойско-кайнозойские пояса классифицируются по пространственному положению к границе материка и океана. Выделяются группы внутриокеанических, окраинно-океанических, окраинно-континентальных и внутриматериковых поясов [27].

Обращает на себя внимание то, что одни и те же структуры различными авторами рассматриваются в качестве примеров различных тектонических режимов и геодинамических условий.

Обзор существующих представлений показывает, что вулcano-плутонические пояса, несомненно, имеют полигенное происхождение, обусловленное особенностями развития конкретных регионов. Попытки связать их появление только с одной геодинамической обстановкой являются безуспешными. В образовании поясов "повинны" различные причины, определяющие и разнообразие морфологии.

Несмотря на противоречия между отдельными классификациями, усугубляющиеся отнесением одних и тех же структур разными исследователями к различным тектоническим режимам, во всех наиболее надежно выделяются пояса, связанные с орогеническими движениями. Именно они определяют становление земной коры на континентальной стадии развития [29]. Наиболее сложной проблемой в их изучении является установление связи или, наоборот, независимости по отношению к одновременно развивающейся или предшествующей геосинклинальной системе.

В связи с разработкой в настоящее время различных геодинамических моделей особое значение из всего многообразия вулcano-плутонических поясов приобретают краевые или окраинно-материковые, выделяемые почти во всех классификациях в качестве самостоятельного типа. К ним обычно относят и орогенные пояса Казахстана. Краевые пояса рассматривались А.А. Богдановым как образования начального этапа развития геосинклиналей, формирующиеся по периферии складчатых систем; Е.К. Устиевым и др. – как аналоги современных островных дуг; Н.Г. Марковой, А.А. Моссаковским – как структуры орогенного этапа развития и, в частности, как разновидность продольных краевых структур, аналогичных по тектоническому положению краевым прогибам; М.И. Ициксон, В.Ф. Белым и др., М.С. Нагибиной, Ю.М. Пущаровским – как особые пограничные структуры, не принадлежащие ни к платформенным, ни к геосинклинальным, ни к орогенным; А.Ф. Щегловым – как результат отраженной технико-магматической активизации, связанной с процессами, протекающими в соседних длительно развивающихся геосинклинальных областях.

В соответствии с современными представлениями, краевые вулканоплутонические пояса образуются по периферии крупных океанических бассейнов над зонами Заварицкого – Беньюфа в процессе тектонического скручивания и стягивания горных масс [29] и связаны с эволюцией систем “островная дуга – глубоководный желоб” на краях литосферных плит. Основываясь на аналогиях с молодыми поясами по окраинам Тихого океана, исследователи, опирающиеся на основные положения теории литосферных плит, рассматривают эти структуры в качестве надежных реперов при реконструкциях границ палеоокеанов геологического прошлого. Примером такого подхода является выделение позднепалеозойского Евразийского пояса вдоль северных границ океана Палеотетис [23]. Однако даже для мезозойско-кайнозойских окраинно-материковых поясов Северо-Востока Евразии, располагающихся на активной окраине континента, это теоретическое положение не является однозначным.

Анализ имеющегося материала показывает, что к орогенным вулканоплутоническим поясам относятся различные по размеру и масштабу структуры. Показателен в этом отношении Охотско-Чукотский пояс. Он описывается или в качестве самостоятельной структурной единицы, или включается в состав более крупного Чукотско-Сихотэлинского вулканического пояса, который, в свою очередь, является составной частью еще более крупного Чукотско-Катазиатского или Восточно-Азиатского. Бельтау-Кураминский, Прибалхашско-Илийский, Орхоно-Селенгинский, Северо-Гобийский позднепалеозойские пояса представляют собой фрагменты Евразийского пояса. Южно-Джунгарский пояс является составной частью более крупного Прибалхашско-Илийского пояса. Естественно, что отнесение к единому классу различных по рангу структурных единиц приводит к различному толкованию роли этих структур в тектонической истории Земли. Несмотря на многообразие генетических классификаций вулканоплутонических поясов, по настоящему времени нет их морфологической классификации.

В связи с этим необходимо выделение среди вулканоплутонических поясов различных по масштабам вулканической деятельности структурных таксономических единиц. Основными критериями отличия должны являться линейные размеры, соотношения длины и ширины, прерывистость или непрерывность распространения вулканогенных и интрузивных образований. К вулканоплутоническим поясам целесообразно относить вулканические области, характеризующиеся соотношением длины и ширины 3:1 и более [11].

Представляется необходимым в качестве высшего члена структурного ряда, имеющего значение структурного элемента I порядка, выделять, вслед за А.Е. Святловским и И.В. Лучицким, трансконтинентальные (глобальные) пояса – протяженные области длиной многие тысячи километров, объединяющие изолированные друг от друга поля развития субзарядных вулканогенных пород, отдельные пояса II порядка и цепочки близких по возрасту интрузивных массивов. Среди фанерозойских поясов Евразии тектонотипами трансконтинентальных поясов являются

позднепалеозойский Евразийский А.А. Моссаковского и мезокайнозойский Восточно-Азиатский пояса.

Структурными элементами II порядка являются собственно вулканоплутонические (региональные) пояса – сравнительно узкие вытянутые структуры или системы сближенных мелких структур протяженностью многие сотни и первые тысячи километров, ограниченные по ширине десятками и первыми сотнями километров. Такие пояса характеризуются практически непрерывным распространением разновозрастных субэвальных вулканогенных образований.

Подавляющее большинство мезозойско-кайнозойских окраинно-материковых поясов обладает линейной или дугообразной формой, обусловленной пространственно-генетическими связями с сейсмофокальными зонами. Палеозойские орогенные пояса Казахстана отличаются от них отчетливо выраженной неправильно-кольцевой и разорванной овальной формой в плане. В связи с этим целесообразно выделять по конфигурации среди региональных поясов линейные, кольцевые (овальные) и полукольцевые структуры. Различная форма региональных поясов отражает принципиально разные условия, существующие в момент их образования, и не позволяет сводить все многообразие структур только к одной из причин.

Структурами III порядка являются вулканоплутонические звенья и зоны.

Звенья представляют собой части пояса, выделяемые в продольном направлении по простиранию структуры. Примерами являются Анадырское, Пенжинское и Охотское звенья в пределах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Используемые в практике термины "сектор" и "ветвь" применительно к узким вытянутым структурам являются малоудачными, так как должны подразумевать либо наличие кругообразной структуры, либо центрального ствола с многочисленными ответвлениями.

Зоны – составные части пояса, выделяемые вкrest простирания структуры в поперечном сечении пояса. Зональным строением может характеризоваться как пояс в целом, так и отдельные его звенья. Несмотря на то, что "зона", так же как и "пояс", часто используется в качестве термина свободного пользования, зональное расчленение поясов обычно относят к внутренним подразделениям поясов. Применительно к поясам Казахстана зоны являются более мелкой ранговой единицей по отношению к звеньям.

Звенья подразделяются на вулканические районы, отличающиеся друг от друга особенностями проявления вулканической деятельности. В составе районов могут быть выделены отдельные вулканические массивы, характеризующиеся максимальной вулканической активностью в определенные отрезки времени.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, РАЙОНИРОВАНИЕ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА

Главной особенностью палеозоид Казахстана является мозаично-блоковая структура, определяемая развитием разновозрастных складчатых сооружений различного простирания, относимых к каледонидам и герцинидам. Они включают более древние массивы, определяющие дугообразные очертания и изгибы складчатых зон. Основными наиболее крупными структурами являются Казахстанско-Тяньшанский массив каледонской стабилизации (срединный) и Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система.

В основу принятого в книге тектонического районирования положены вертикальные формационные ряды структур. В первую очередь принималась во внимание формационная принадлежность девонских отложений, отражающая тектонический режим конкретного района в послекаледонское время. Правомочность использования принципа формационной принадлежности девона для районирования применительно к Казахстану показаны В.Ф. Беспаловым и В.Г. Тихомировым. В соответствии с этим принципом граница между каледонидами и герцинидами проводится по распределению морских терригенных и вулканогенно-терригенных формаций нижнего девона, включаемых в состав Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Согласно общепринятым представлениям при тектоническом районировании палеозоид Казахстана различают разновозрастные главные геосинклинальные, орогенные и платформенные структурно-формационные комплексы. Оформление складчато-разрывной структуры последних и последующее ее усложнение связано с определенными фазами и эпохами тектогенеза. В пределах Казахстанско-Тяньшанского срединного массива единый комплекс, объединяющий формации девона, карбона и перми, расчленяется на три составные части. Нижняя, охватывающая терригенные молассовые, наземные вулканогенные и гранитоидные ассоциации дофаменского возраста, образуется в эпоху каледонской орогении. Она принимает участие в строении внутренних впадин и девонского вулканоплутонического пояса. В зависимости от преобладающего состава формаций целесообразно условно выделять из нее молассовый структурно-формационный комплекс, характерный для внутренних впадин, и комплекс вулканоплутонического пояса. В местах сочленения этих структур оба комплекса находятся в тесном переплетении.

Средняя часть включает морские терригенно-карбонатные формации фамена — нижнего карбона. По условиям формирования, мощностям и составу они близки к платформенным. Эти формации (полуплатформенные, по Д.Г. Сапожникову, этапа кратонизации [32], квазиплатформенные и варисские миогеосинклинальные [12]) являются, по существу, чехлом эпикаледонского срединного массива. Дисгармоничная по отно-

шению к более древним образованиям складчатость этого субплатформенного комплекса связана с последующими движениями, характеризующими эпоху тектонической активизации срединного массива.

Среднекаменноугольные – пермские молассы Джезказганской и Тенизской впадин, перекрывающие субплатформенный комплекс, обязаны своим накоплением позднегерцинской тектонической активизации, в связи с чем совместно с пермскими телеорогенными интрузивными массивами объединяются в позднегерцинский структурно-формационный комплекс тектонической активизации.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСОВ В СТРУКТУРЕ КАЗАХСТАНА

Казахстанский и Прибалхашско-Илийский вулcano-плутонические пояса характеризуются отчетливо-выраженной наложенностью по отношению к структурам основания – разновозрастным структурно-формационным комплексам ранних и поздних каледонид, тельбессид, ранних герцинид (рис. 1).

Казахстанский девонский пояс был впервые выделен А.А. Богдановым как структура, сложенная ранне-среднедевонскими вулканитами, располагающаяся на стыке Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы и эпикаледонского Казахстанско-Тяньшанского массива и протягивающаяся от Чу-Илийских гор через Сарысу-Тенизский водораздел до Южно-Баянаульского района. Впоследствии границы пояса были расширены за счет отнесения к нему Чингизского звена [10, 31]. Учитывая эрозионные останцы полей развития субазральных вулканитов девона, наблюдаемые в горах Кендыктас, Заилийском Алатау, и скрытое под позднепалеозойскими эффузивами Южно-Ждунгарское продолжение, Казахстанский пояс на современной стадии изучения представляется в виде незамкнутой кольцевой структуры, прослеживающейся в широтном направлении от южных отрогов Заилийского Алатау к горам Кендыктас, далее на северо-запад через Восточную и Северную Бетпакадалу на Сарысу-Тенизский водораздел, затем в субширотном направлении через г. Караганду в район гор Кызылтау, далее на юго-восток через горы Муржик к хребтам Канчингиз и Акшатау.

Большую роль в изучении пояса сыграли исследования Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ, а также работы Н.В. Аксаментовой, Н.Г. Марковой, Л.Г. Никитиной, В.М. Шужанова и др.

В отношении возрастного объема пояса существуют две точки зрения. Согласно первой (А.А. Богданов), в состав пояса входят вулканогенные образования доживетского возраста. При этом формирование пояса ограничивается только временем накопления риолитовых вулканогенных формаций. Живетские вулcanoосадочные отложения образуют наложенные структуры, развитие которых идет независимо от предшествующего этапа. В соответствии со второй точкой зрения [10], в звеньях наблюдается отчетливая взаимосвязь процессов живетского и более раннего вулканизма.

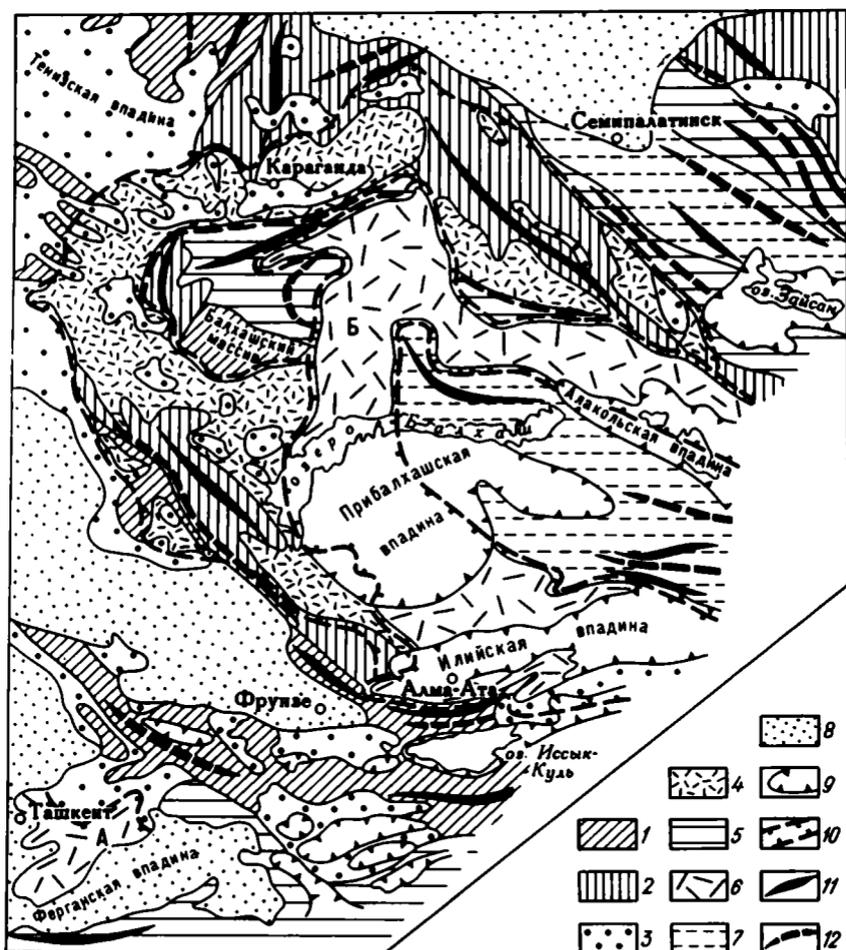


Рис. 1. Тектоническое положение орогенных вулcano-плутонических поясов Казахстана.

1 – раннекаледонский (таконский, конец ордовика) главный геосинклинальный комплекс; 2 – позднекаледонский (чингизский, середина силура) главный геосинклинальный комплекс; 3 – эпикаледонский молассовый субплатформенный комплекс; 4 – эпикаледонский орогенный комплекс (Казахстанский девонский пояс); 5 – раннегерцинский (саурско-судетский, ранний карбон) главный геосинклинальный, включая тельбесский (средний девон), комплекс; 6 – позднепалеозойские орогенные комплексы (А – Бельтау-Кураминский пояс, Б – Прибалхашско-Илийский пояс); 7 – позднегерцинский (сяжский, калбинский, поздний карбон) главный геосинклинальный комплекс; 8 – эпипалеозойский платформенный чехол; 9 – наложенные мезозойско-кайнозойские впадины; 10 – реконструированные контуры вулcano-плутонических поясов, включающие эродированные и перекрытые более молодыми отложениями площади распространения субэвральных вулканитов и ареалы одновозрастных интрузий; 11–12 – оси главных складчатых образований (11 – антиклинории и мегантиклинории; 12 – синклинории)

Казахстанский девонский пояс представляет собой длительно развивающуюся структуру, охватывающую область максимального проявления не только девонского вулканизма, но и, что особенно важно подчеркнуть, интрузивного магматизма. В таком понимании контуры пояса определяются фаціальными переходами всех наземных девонских вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций либо в красноцветные терригенные, либо в морские граувакковые и вулканогенно-осадочные образования, а также ареалом распространения девонских интрузивных массивов гранодиорит-гранитного состава. Естественно, в различных частях пояса возрастной объем стратифицированных накоплений может быть различен в зависимости от существовавших тектонических и палеогеографических условий.

Казахстанский девонский пояс, протягиваясь вдоль внешнего края эпикаледонского Казахстанско-Тяньшанского массива, в одних случаях следует согласно позднекаледонским структурам (Чингиз, район Баянаула, Восточная Бетпақдала), в других – сечет их поперек (Ерментау-Ниязский, Атасуйский антиклинории, Конский синклинорий), в третьих – накладывается на массивы раннекаледонской и более древней стабилизации (Балхашский массив, Чуйская "глыба", Кендыктасский антиклинорий). Вулканогенные формации пояса либо с отчетливым региональным угловым несогласием залегают на сложнодислоцированном основании, либо (в Предчингизье и Чу-Сарасу-Тенизском звене) с параллельным несогласием перекрывают отложения силура и верхнего ордовика, вместе с которыми деформируются в тельбесскую фазу тектогенеза.

Пояса ограничиваются внутренними и внешними границами. К внутренним относятся границы, отделяющие пояс от более молодых складчатых систем к внешним, обращенные в сторону структур более древней стабилизации. На современном срезе для пояса характерны три вида границ – тектонические, фаціальные и эрозионные. Внутренние границы – преимущественно тектонические, совпадающие с системой глубинных разломов, протягивающихся вдоль окраины Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Некоторые из этих разломов (Атасуйский, Спасская зона) относятся к надвигам, сместители которых падают под крутыми углами в сторону более молодой геосинклинали. На отдельных участках, где пояс "отодвигается" в глубь Казахстанско-Тяньшанского массива (в Атасуйском антиклинории), границы пояса эрозионные, определяемые ареалом распространения девонских вулканитов и интрузий.

Внешняя граница пояса проводится по фаціальному замещению субэаральных осадочно-вулканогенных толщ континентальными моласами и лагунными фациями. Лишь в зоне сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртышско-Зайсанской складчатых систем граница совпадает с длительно развивающимися глубинными разломами.

Позднепалеозойский вулканоплутонический пояс, названный впоследствии Прибалхашско-Илийским, в качестве самостоятельной структуры описан Н.А. Афоничевым, а затем Н.Г. Марковой. До этого позднепалеозойские вулканиты, образующие пояс, рассматривались в качестве орогенного комплекса, развитого в синклинориях и внутренних впадинах

(Токрауской, Северо-Балхашской и др.). В начале 70-х годов идея о существовании пояса и возможных аналогиях его с Казахстанским девонским получила широкое распространение [1].

Прибалхашско-Илийский пояс представляет собой незамкнутую полуовальную зону интенсивного развития каменноугольного и пермского наземного вулканизма и интрузивного магматизма, захватывающую Центральный, Южный и Восточный Казахстан и уходящую на территорию северо-западных провинций КНР. На территории СССР он включает хр. Кетмень, северные отроги Заилийского Алатау, южные отроги Джунгарского Алатау. Под мезозойско-кайнозойскими отложениями Прибалхашской впадины, по геофизическим данным, пояс прослеживается к оз. Балхаш, далее протягивается через Жамши-Токрауский водораздел к горам Каркаралы, откуда поворачивает на юго-восток к оз. Алаколь. В пояс включаются не только непрерывные поля развития магматических пород подземного палеозоя, но и отдельные изолированные позднепалеозойские вулканотектонические депрессии в Успенской зоне смятия, а также позднепалеозойские гранитоиды Калдырминского "интрузивного пояса". Структура объединяет разновозрастные магматические образования: каменноугольные, пермские, раннетриасовые.

Поля вулканитов, сливаясь друг с другом, гигантской подковой окружают позднегерцинские [30] антиклинории и синклинории, формирование которых связано с позднекаменноугольной — раннепермской (сякской) фазой складчатости. По отношению к поздним герцинидам пояс занимает краевое положение, накладываясь на разновозрастные ранее консолидированные структуры. Особенно отчетливо наложение проявляется в его Северо-Балхашской части. Вулканиты позднего палеозоя перекрывают здесь тельбесские складчатые сооружения (Успенский и Жаман-Сарысуйский синклинории), эпибайкальский Балхашский срединный массив, а также структуры, замкнувшиеся в саурскую (внутривизейскую) фазу складчатости. Южная (Илийская) часть пояса формируется с начала карбона. Фундаментом ее является каледонское основание.

На отдельных участках — в Южной Джунгарии и в районе оз. Алаколь — пояс накладывается на Казахстанский девонский. В целом отмечается смещение центра Прибалхашско-Илийского "полуовала" по отношению к центру Казахстанского девонского "незамкнутого кольца" в юго-восточном направлении на 400—450 км.

Прибалхашско-Илийский пояс часто описывается как совокупность разновозрастных поясов: раннекаменноугольного, средне-позднекаменноугольного, пермско-раннетриасового. Однако пространственная совмещенность проявлений разновозрастного вулканизма на обширных территориях, закономерная эволюция интрузивных формаций, сходная с Казахстанским девонским поясом, позволяют рассматривать всю совокупность магматических образований как единую длительно развивающуюся структуру.

Внутренние границы пояса с позднегерцинскими сооружениями на всем протяжении тектонические, совпадающие с зоной Джунгаро-Балхашских разломов, Бактайским, Калмакэмельским глубинными раз-

ломами. Внешняя граница — эрозионная, отвечающая контуру распространения на современном срезе позднепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований. В отличие от Казахстанского девонского пояса для него не характерны фациальные границы.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Конфигурация вулcano-плутонических поясов определяется в первую очередь системой глубинных разломов, образующих сеть взаимопересекающихся разрывных нарушений.

Среди глубинных разломов палеозойд Казахстана явно преобладают северо-западные и субширотные направления. Последние включают восток-северо-восточные и запад-северо-западные простирания отдельных разломов. Разломы группируются в подвижные пояса, характеризующиеся сближенностью конкретных нарушений. Наиболее отчетливо выделяются пояса, включающие Алтынзмельскую, Жалаир-Найманскую, Спасско-Успенскую и Чингиз-Тарбагатайскую группы разломов. Они образуют неправильно-кольцевую замкнутую систему с центром, располагающимся в Северном Прибалхашье. Форма системы глубинных разломов в плане определяется торцевым и дугообразным сочленением и взаимопересечением разрывных нарушений северо-западного и субширотного простираний.

Специфика структурного плана является следствием местоположения рассматриваемого региона на общем повороте Урало-Охотского пояса, где меридиональные уральские простирания сменяются через северо-западные широтными центрально-азиатскими.

Главнейшие разломы имеют значительную протяженность, достигающую 1500—2000 км. Большинство из них проникает в верхнюю мантию. Углы падения сместителей колеблются от вертикальных до 50—75°.

В пределах основных поясов разломов развиты и поперечные системы. По своим размерам поперечные разломы значительно уступают продольным. Несмотря на то что по ним фиксируются наиболее поздние тектонические перемещения, имеются прямые геологические данные о древнем заложении этих систем и повторно-встречных движениях по ним в процессе последующей активизации.

Вулcano-плутонические пояса обнаруживают отчетливую унаследованность от структурного плана подвижных поясов глубинных разломов. Наличие взаимопересекающихся систем северо-западного и субширотного простирания, узлов их пересечения, участков резкого изменения простираний отдельных разломов определяет незамкнуто-кольцевую и полуовальную форму поясов в плане и объясняет изменение направления отдельных звеньев. Глубинные разломы влияют не только на положение внутренних и внешних границ поясов, но и на размещение структурно-фациальных зон в их пределах, следующих как согласно с общим простиранием, так и в отдельных случаях поперек простирания всей структуры.

Характер движения по разломам менялся во времени. В период заложения и становления вулcano-плутонических поясов они являлись маг-

мовами, представляющими собой раздвиги, и контролировали размещение вулканогенных и интрузивных образований. В последующие тектонические эпохи они проявляли себя как взбросы, крутые надвиги и чешуйчато-покровные зоны горизонтального смятия. В позднегерцинское время и киммерийскую тектоническую эпоху по многим из них произошли правосторонние сдвиговые перемещения.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЯСОВ И СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА

КАЗАХСТАНСКИЙ ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Казахстанский девонский пояс делится на звенья, районы и зоны (рис. 2). Звенья отличаются друг от друга возрастом, и составом слагающих их вулканогенных образований, преобладанием определенных интрузивных формаций и, как следствие, отображением в геофизических (магнитных) полях. В составе пояса выделяются три звена: юго-западное, субширотное и северо-восточное.

Субширотное звено характеризуется непрерывным развитием процессов вулканизма в раннем и среднем девоне, включая живетскую эпоху. Таким же сквозным развитием характеризуется зона сочленения Чингизского звена и Джунгаро-Балхашской складчатой системы, в то время как на большей части этого звена субазальный вулканизм заканчивается к концу эйфеля. Для юго-западного звена характерна миграция вулканизма во времени к внутренним границам пояса. Во внешней зоне этого звена вулканизм прерывисто проявляется в течение всего раннего и среднего девона, во внутренней он начинается только с эйфельского века. К этому же звену приурочены локальные вспышки фаменского вулканизма.

Граница между юго-западным и субширотными звеньями совпадает с широтными Каиндинскими и Тектурмасским глубинными разломами. Субширотное звено отделяется от северо-восточного Центрально-Казахстанским и меридиональной частью Калба-Чингизского глубинных разломов. Каждое из звеньев обладает специфическим аномальным магнитным полем, увязывающимся со структурно-формационными особенностями [2].

Вулканические районы и зоны объединяют территории, входящие в состав звеньев, на которых в течение короткого времени размещались или продолжительное время неоднократно возникали вулканические постройки различной морфологии и состава.

Юго-западное звено прослеживается от южных отрогов Заилийского Алатау в северо-западном направлении до центральной части Сарысутенского водораздела. Протяженность звена превышает 1000 км, ширина достигает 300 км, общая площадь (без учета перекрытой позднепалеозойскими вулканитами южной части) составляет 208000 км². Звено накладывается на разновозрастное основание, включающее ранне- и позднекаледонские антиклинории, синклинории и срединный массив. Характерными особенностями являются: 1) несовпадение структурного плана разновозрастных структурно-фациальных зон; 2) преобладание

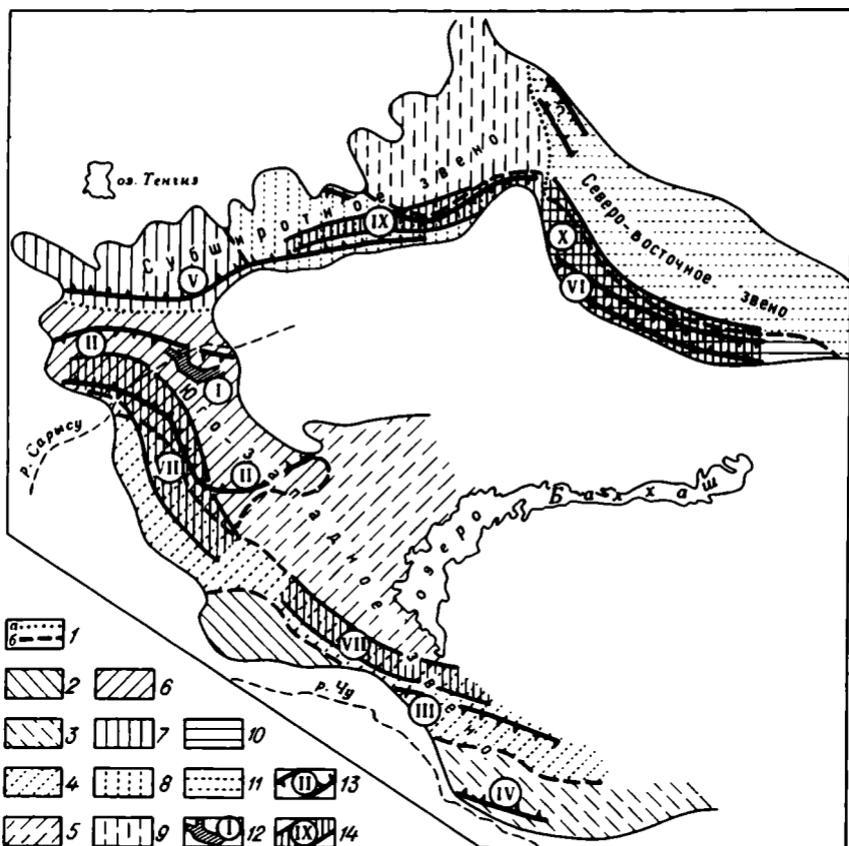


Рис. 2. Схема районирования Казахского девонского вулканоплутонического пояса.

1 — границы (а — вулканоплутонических звеньев, б — вулканических районов); 2–11 — вулканические районы: 2 — Чуйский, 3 — Кендыктасско-Зайлийский, 4 — Жалаир-Найманский, 5 — Западно-Балхашский, 6 — Северо-Бетпакдалинский — Южносарысу-Тенизский, 7 — Северосарысу-Тенизский, 8 — Карагандинский, 9 — Баянвульский, 10 — Предчингизский, 11 — Чингизский; 12–14 — зоны широкого распространения базальтов: 12 — позднего девона (I — Жайльминская), 13 — среднего девона (II — Кызылжарская, III — Кызылсокская, IV — Кендыктасская, V — Жамакон-Карагандинская, VI — Дагенделинская), 14 — раннего девона (VII — Южно-Жалаир-Найманская, VIII — Акшагвтская, IX — Шешенькаринская, X — Айгыржалская)

вулканитов риолитового состава (60 %) над андезитовыми и базальтовыми; 3) смещение зон кислого вулканизма во времени от внешнего края пояса к внутреннему; 4) приуроченность зон базальтового и андезитобазальтового вулканизма к различным ориентированным системам глубинных разломов (Жалаир-Найманской и Успенской) и пространственная связь раннедевонских базальтоидов с магматическим швом, прохо-

дящим по внешнему краю звена и совпадающим с Жалаир-Найманской зоной разломов; 5) широкое распространение среди вулканогенных образований автоматических брекчий риолитов и риодацитов; 6) повсеместное распространение батолитоподобных массивов лейкогранитной формации.

В пределах звена выделяются 6 вулканических районов: Заилийско-Кендыктасский, Чуйский, в пределах которых вулканогенный девон слагает незначительные по площади изолированные друг от друга останцы; Жалаир-Найманский, Западно-Балхашский, Северо-Бетпақдалинский и Южносарысу-Тенизский районы, объединяющие обширные поля континентальных осадочно-вулканогенных отложений и крупные вулканические массивы девонского возраста.

Субширотное звено протягивается от р. Жаксыкон в восточном направлении до гор Кызылтау. Длина его составляет 660 км, ширина в среднем — 120 км, общая площадь — 85000 км². Внутренняя граница совпадает со Спасской зоной разломов. Отличительными особенностями звена являются наложенность на структуры поздних каледонид, почти одинаковые объемы риолитовых и андезитобазальтовых вулканитов при незначительном преобладании последних; приуроченность базальтовых накоплений к внутренней границе звена; разрастание площадей базальтового вулканизма от раннего к среднему девону; примерно равные соотношения объемов гранодиорит-плагиогранитной, монзонит-сиенитовой и лейкогранитной формаций.

Субширотное звено охватывает три вулканических района: Северосарысу-Тенизский, Карагандинский и Баянаульский. Принадлежность Северосарысу-Тенизского района к описываемому звену определяется однотипностью разрезов нижнего и среднего девона с Карагандинским районом. Каиндинский глубинный разлом, отделяющий его от Южносарысу-Тенизского района, является границей различных фациальных зон, по обе стороны которой происходит изменение типов разрезов среднедевонских (особенно эйфельских) отложений.

Северо-восточное звено объединяет останцы развития вулканогенного девона, расположенные в пределах Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория. Длина его превышает 450 км, ширина достигает 180 км, общая площадь — 57000 км². Границы проходят по Калба-Чингизскому и Акбастаускому глубинным разломам. Звено характеризуется наложенностью на позднекаледонские складчатые структуры, резким преобладанием продуктов кислого вулканизма (более 60 %) над вулканитами среднего и основного состава. Выделяются два вулканических района: Предчингизский и Чингизский.

Особо необходимо остановиться на изменении мощностей и внутренней зональности отдельных звеньев. После работ Н.П. Четвериковой широко распространились представления о поперечной зональности пояса. Выделялись внутренняя и внешняя зоны, повторявшие контуры как всего пояса, так и более молодой герцинской геосинклинали. Отличительными особенностями внутренней зоны по сравнению с внешней являлись значительно большие мощности вулканогенного девона, закс-

номерно увеличивающиеся в сторону длительно развивавшейся Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, существенно андезитобазальтовый состав вулканитов внутренней зоны и кислый риолитовый — внешней [10]. Эти данные являлись основой для вывода о генетических связях пояса с Джунгаро-Балхашской складчатой системой, проявившихся в агрессивном воздействии последней на краевую часть Казахстанско-Тяньшанского срединного массива [12].

Обобщение материала показывает, что приведенные закономерности справедливы в основном для субширотного звена на границах с Карасорским и Нуринским девонским прогибами (рис. 3) и не учитывают данных по юго-западному звену, составляющему 60 % площади всей структуры. Поэтому они не могут распространяться на весь пояс. На значительной территории отмечается многократное увеличение мощностей вулканогенного девона по сравнению с одновозрастными континентальными и морскими геосинклинальными фациями, примыкающими к поясу с внешней и внутренней сторон. В юго-западном звене область максимальных мощностей смещается к его внешнему краю.

Поперечная зональность наиболее отчетливо устанавливается при анализе распространения различных видов базальтов по площади и в разрезе. Выделяются зоны широкого распространения базальтов и практически лишенные их. К "базальтовым зонам" относятся территории, в которых на долю базальтоидов приходится более 30—35 % общего объема вулканитов. За пределами этих зон количество основных пород существенно убывает.

В течение девона массовые излияния базальтов происходили в жединское—зигенское, живетское и фаменское время. Раннедевонское время характеризуется излиянием высокоглиноземистых базальтов, зоны которых пространственно тяготеют к системам глубинных разломов, определяющих подковообразную конфигурацию пояса, — Жалаир-Найманской, Спасской и Акбастауской (Южножалаир-Найманская, Акшагатская, Шешенькаринская и Айгыржальская зоны). Положение зон в юго-западном звене не совпадает с внутренней границей пояса, а смещается к его внешнему краю.

В среднем девоне состав базальтов меняется: помимо высокоглиноземистых появляются высокотитанистые, высокожелезистые. В субширотном и северо-восточном звеньях положение "базальтовых" зон продолжает контролироваться граничными глубинными разломами (Жаманкон-Карагандинская, Даганделинская зоны), Каиндинским, Спасской зоной разломов. При этом размеры зон в субширотном звене разрастаются по сравнению с раннедевонской. В северной части юго-западного звена на расположение "базальтовой" зоны (Кзылжарской) оказывают влияние глубинные разломы "успенского" направления. В южной части отмечается миграция "базальтовых" зон к внешнему краю звена (Кызылсокская и Кендыктасская зоны).

Позднедевонские базальтовые излияния отмечаются на севере юго-западного звена. В узле пересечения Успенской зоны с Атасуйским и Сарысуйским глубинными разломами изливаются субщелочные оливино-

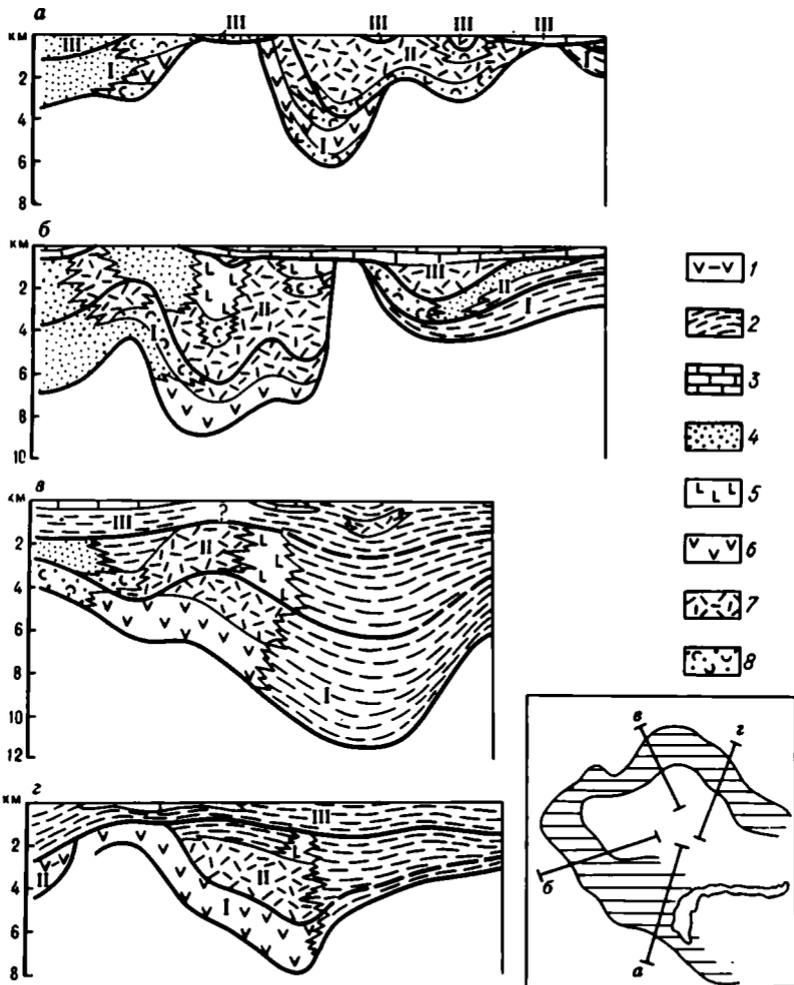


Рис. 3. Изменение мощностей и состава отложений нижнего (I), среднего (II) и верхнего (III) девона Казахстанского девонского пояса и его обрамления (на врезке показано расположение разрезов в пределах пояса).

1 — геосинклинальные (островодужные) терригенно-вулканогенные формации; 2,3 — геосинклинальные и субплатформенные (окраинных и внутренних морей) осадочные формации; 2 — существенно терригенные (флишоидные), 3 — существенно карбонатные; 4 — орогенная молассовая формация внутренних впадин; 5–8 — группы орогенных вулканических формаций вулканоплутонических поясов (5 — существенно базальтоидные, 6 — существенно андезитоидные, 7 — существенно риолитоидные, 8 — вулканогенно-молассовые)

вые базальты, маркирующие узкую Жайльминскую зону субширотного направления. Зона развития позднедевонских базальтоидов выходит за пределы пояса и прослеживается восточнее на территории Успенского синклиория.

Если в субширотном и северо-восточном звеньях зоны существенно базальтового вулканизма в раннем и среднем девоне пространственно совпадают друг с другом и тяготеют к длительно существующим системам глубинных разломов, разграничивающих каледониды и герциниды (Спасская зона и Акбастауский глубинный разлом), то в юго-западном звене отмечается изменение структурного плана "базальтовых" зон от раннего к позднему девону. Это изменение связано с тем, что при массовых излияниях разновозрастных базальтов были задействованы различные системы взаимопересекающихся глубинных разломов (Успенская и Жалаир-Найманская зоны).

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ВНУТРЕННЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Структура фундамента пояса сложилась в результате проявления нескольких эпох тектогенеза: карельской, гренвильской (или исседонской, по Ю.А. Зайцеву), байкальской, каледонской. По времени проявления завершающих складчатых движений в фундаменте юго-западного звена выделяются раннекаледонские (Заилийский, Кендыктасский, Чуйский антиклинории), позднекаледонские (Жалаир-Найманский, Западно-Балхашский синклинии, Бурунтауский и Атасуйский антиклинории) складчатые сооружения, допалеозойский Балхашский (Актау-Моинтинский) срединный массив.

В строении Заилийского, Кендыктасского, Чуйского, Бурунтауского антиклинориев и Жалаир-Найманского синклинория принимают участие два структурно-формационных комплекса [9]. Добайкальский комплекс основания образован глубоко метаморфизованными породами докембрия и подразделяется на карельский и гренвильский (исседонский) структурные этажи. Первый из них, отвечающий фундаменту эпикарельской платформы, выступает в ядрах антиклинориев и в юго-восточной части Жалаир-Найманского синклинория в пределах Атрахайского горста. Он сложен гнейсами, амфиболитами, слюдяными кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами нижнего протерозоя. Породы интенсивно дислоцированы. Для структурного этажа характерны крупные куполообразные антиклинали и разделяющие их синклинали с широким развитием мелких подобных складок, сжатые линейные наклонные и изоклиналильные складки.

Гренвильский структурный этаж, слагающий чехол эпикарельской платформы, развит в Чуйском и Бурунтауском антиклинориях. Он сложен кварцитами, доломитами, двухслюдяными сланцами, порфироидами среднего-верхнего (?) рифея. Широкие относительно пологие складки северо-западной и субширотной ориентировки на крыльях осложнены более мелкими складками высоких порядков.

Главный геосинклинальный комплекс антиклинориев объединяет черносланцевые, песчано-сланцевые с основными и средними вулканитами отложения кембрия, терригенные и кремнисто-терригенные толщи с подчиненными горизонтами вулканогенных пород разного состава,

конгломерато-песчано-алевролитовые отложения ордовикской системы. В Чуйском антиклинории к нему относятся также находящиеся, по-видимому, в аллохтонном залегании вендско-кембрийские чужеродные базальтоиды, аналогичные породам ащисуйской свиты Жалаир-Найманского синклиория. В позднекаледонском Жалаир-Найманском синклиории в состав комплекса входит офиолитовая ассоциация венда-кембрия, широко проявленная в пределах Жалаир-Найманской и Сарытумской шовных зон, карбонатно-терригенные, кремнисто-терригенные отложения ордовика и нижнего силура.

Для главного комплекса характерны сжатые линейные и брахиформные типы складок. Широко развиты разрывные нарушения, в том числе надвигового и покровного типов. Надвиги и покровы затрагивают не только структуры главного геосинклинального, но и наложенного комплекса орогенных впадин и вулканоплутонического пояса.

К комплексу относятся также интрузии габбро-диорит-плагиогранитного состава средне- и позднеордовикского возраста, образующие баболито- и штокообразные массивы.

Западно-балхашский синклиорий, почти полностью погребенный под девонскими субазральными вулканитами, образован терригенными отложениями среднего и верхнего ордовика и значительно более широко развитыми морскими вулканогенно-терригенными, терригенно-карбонатными, красноцветными терригенными толщами нижнего и верхнего силура. Судя по выходам в ядрах крупных антиклиналей и зонах глубинных разломов, для него характерно пологое залегание слоев на крыльях крупных пологих складок с углами падения 15–20°. Разрывы северо-восточного простирания в значительной степени определяют ориентировку складчатых структур [8].

Вдоль восточной границы звена орогенные девонские вулканиты накладываются на структуры Атасуйского антиклинория и Балхашского срединного массива.

Атасуйский антиклинорий, сочленяющийся на востоке с Тектур-масским, а с запада срезающийся Атасуйским глубинным разломом, сложен кремнисто-терригенными и терригенными (с основными вулканитами) отложениями нижнего и среднего ордовика, терригенными флишоидными и молассовидными отложениями среднего-позднего ордовика и силура. Породы образуют разнопорядковые линейные и брахиформные складки субширотного и северо-восточного простираний, подчиненные основным направлениям многочисленных разрывов. В зонах крутых надвигов отмечаются опрокинутые линейные складки субмеридионального простирания.

На схемах тектонического районирования Казахстана Атасуйский антиклинорий включается обычно в состав Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы. Однако в его пределах установлены поля развития несогласно перекрывающих нижний палеозой раннедевонских субазральных вулканитов. Продолжение Атасуйского антиклинория на запад по другую сторону одноименного разлома установлено и на юге Сарысу-Тенизского водораздела. В зоне субширотного Каиндинского

разлома, разделяющего юго-западное и субширотное звенья пояса, отмечены тектонические клинья, сложенные микрокварцитами и фтанитами нижнего палеозоя, представляющие собой фундамент Казахстанского девонского пояса в этой части Сарысу-Тенизского водораздела. Формирование складчатой структуры Атасуйского антиклинория связано с преддевонскими тектоническими движениями, что заставляет исключать его из числа герцинских структур.

Балхашский массив является частью Актау-Джунгарского срединного массива. Саурские тектонические движения привели к обособлению по его границам и внутри его узких синклинорных зон, сочетающихся с зонами смятия. Широтная Акбастауская зона делит массив на две части, рассматриваемые иногда в качестве новообразованных Актау-Моинтинского и Новалы-Кызылэспинского антиклинориев. В строении массива выделяются комплексы фундамента и чехла срединного массива. Первый сложен апоалевролитовыми, аполсаммитовыми сланцами, кварцитами, кварцитовидными конгломератами, порфириоидами среднего-верхнего и верхнего рифея с характерной сложной многопорядковой метаморфогенной складчатостью. В свою очередь, в допалеозойском комплексе могут быть выделены по несогласиям и формационному признаку протогеосинклинальный (средний-поздний рифей) и платформенный (поздний рифей) структурные этажи. К этому же комплексу относятся гнейсовидные, местами рапакивиподобные калиевые граниты позднего протерозоя, прорывающие отложения верхнего рифея (узунжалский интрузивный комплекс).

Комплекс чехла срединного массива образован терригенно-карбонатными с кремнистыми прослоями и карбонатными отложениями венда, кембрия и ордовика. Они принимают участие в строении тектонических блоков и слагают фрагменты складок, сформировавшихся в таконскую фазу. На краю Актау-Моинтинского антиклинория по границе с раннегерцинским Жаман-Сарысуйским поднятием в Акжал-Аксоранской зоне развиты силурийские, девонские и нижнекаменноугольные формации, аналогичные Жаман-Сарысуйским. По южному обрамлению Новалы-Кызылэспинского антиклинория развиты силурийские вулканогенно-осадочные формации Западно-Балхашского синклинория.

План разрывных дислокаций в Актау-Моинтинской части массива в значительной степени определяется Акбастауской и Акжал-Аксоранской зонами смятия. Зоны смятия представляют собой узкие тектонические пластины и клинья, ограниченные сближенными разрывами с "зажатыми" между ними фрагментами линейных и брахиформных синклиналей. В строении складок принимают участие терригенно-карбонатные породы верхнего девона — нижнего карбона, вследствие чего эти зоны смятия часто трактуются как раннегерцинские грабен-синклинали или синклинии с миогеосинклинальным типом развития. Вдоль Акжал-Аксоранской зоны устанавливаются надвиговые и покровные структуры, по которым звгеосинклинальное основание соседних герцинид надвинуто на восточную окраину срединного массива.

Субширотное звено накладывается на позднекаледонские склад-

чатые сооружения субмеридионального (Ерментау-Ниязский антиклинорий, Селетинский и Конский синклиории) и субширотного (Майкаинский антиклинорий, Шакшанский и Баянаульский синклиории) направлений и только вдоль внешнего края пояса, на Сарысу-Тенизском водоразделе, — на более древние структуры (Кирейский антиклинорий).

Кирейский антиклинорий почти полностью погребен под средне- и верхнепалеозойскими отложениями. Он оконтуривается по отдельным выходам докембрия, развитого в ядре Кирейской горст-антиклинали и представленного сложнодислоцированными аналогами майтубинской серии протерозоя — порфириоидами, кварцитами, сланцами, мраморами. На западном крыле развиты отложения кембрия — вулканиты основного и среднего состава, конгломераты, песчаники.

Восточнее располагается Конский синклиорий, протягивающийся под покровом девонских вулканогенных образований с севера на юг. Судя по выходам девонских пород в ядрах крупных наложенных герцинских горст-антиклиналей, он представляет собой прогиб, выполненный силурийскими терригенными, флишоидными толщами, которые вверх по разрезу сменяются пестроцветными молассоидными отложениями. Породы силура образуют крупные линейные и брахиформные складки с углами падения на крыльях $30-50^\circ$.

Селетинский синклиорий представляет собой узкую линейную структуру шириной 30—40 км северо-восточного — субмеридионального простирания. Южная часть синклиория, погружающаяся под субширотное звено, сложена карбонатно-терригенными и терригенными флишоидными отложениями ордовика и силура. В восточной части синклиория, граничащей с Ерментау-Ниязским антиклинорием, развиты вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и карбонатно-терригенные отложения кембрия, верхнего кембрия — нижнего ордовика. Внутреннее строение синклиория определяется системой крутых сжатых антиклиналей, разделенных пологими линейными и брахиформными синклиналями. Широко развита мелкая дисгармоничная складчатость с восточным и юго-восточным наклонами осевых поверхностей. Восточное крыло осложнено дугообразными надвигами, по которым кембрийские и нижне-среднеордовиковские отложения надвинуты на складчатые структуры карадокского "флиша".

Основные складкообразующие движения, сформировавшие внутреннюю структуру синклиория, произошли во второй половине силура. Несмотря на проявленные местами предсилурийские несогласия и молассоидный облик силурийских отложений, последние дислоцированы в едином структурном плане с более древними ордовиковскими толщами.

В Ерментау-Ниязском антиклинории в ядрах крупных линейных антиклиналей, в тектонических клиньях вдоль зон крупных разломов и в отдельных надвиговых пластинах выступает докембрийский комплекс основания, образованный породами гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма — гнейсами, порфириоидами, амфиболитами, мраморами нижнего протерозоя, филлитовидными и

углеродистыми сланцами среднего-верхнего рифея, кварцитами, песчаниками и конгломератами верхнего рифея.

Главный геосинклинальный комплекс представлен базальтоидными, вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенными, терригенно-кремнистыми толщами верхнего кембрия (?) — нижнего ордовика и вулканогенно-терригенными отложениями среднего и верхнего ордовика. Для большей части антиклинория характерны линейные и брахиформные складки субмеридионального и северо-восточного простираний, осложненные мелкой дисгармоничной складчатостью. Вдоль крупных разрывов северо-восточного и субмеридионального простираний развиты узкие приразломные линейные складки. Восточный край структуры имеет сложное чешуйчатое строение.

Майкаинский антиклинорий сложен главным образом офиолитовой ассоциацией ордовикского возраста — базальтами и ямшами среднего ордовика в сочетании с ультрамафитовыми телами, а также терригенными, карбонатно-терригенными (с основными и средними вулканидами) отложениями карадока и верхнего ордовика. Раннепалеозойская офиолитовая ассоциация образует типичный меланж, развитый вдоль северного крыла структуры и состоящий из серпентинитов и блоков интенсивно дислоцированных кремнистых пород. Кое-где встречаются глыбы и блоки габбро-амфиболитов, ордовикских и нижнедевонских пород. Этот меланж в окончательном виде сформировался в послераннедевонское время.

В юго-восточной части антиклинория широко распространены флишеидные толщи среднего-верхнего ордовика, по-видимому, тектонически перекрывающие базальты офиолитовой ассоциации, которые обнажаются в тектонических окнах и в отдельных узких горстах.

Шакшанский синклинорий граничит с Майкаинским антиклинорием с севера. В его строении принимают участие базальтоидные, морские терригенные с основными вулканидами толщи ордовика, пестроцветные и красноцветные отложения силура. Внутренняя структура определяется складчато-блоковым строением с широким развитием линейных, брахиформных складок и разрывных нарушений северо-восточного простирания. К восточной части синклинория приурочены многочисленные интрузивные тела, объединяющиеся на глубине в единый массив кварцдиоритового—гранодиоритового состава (поздний ордовик ? — силур).

К югу от Майкаинского антиклинория располагается Баянаульский синклинорий — линейная блоково-складчатая структура северо-восточного субширотного простирания. На крыльях синклинория выступают вулканогенные, кремнистые и терригенные образования ордовика, в ядре — терригенные пестроцветные отложения нижнего силура. Главный геосинклинальный комплекс на значительной площади перекрыт девонскими вулканидами и выступает на поверхность в отдельных приподнятых тектонических блоках. Интенсивно проявлен разновозрастный гранитоидный магматизм (от ордовика до поздней перми). Многочисленные гранитоидные массивы также маскируют внутреннюю структуру синклинория [8].

Субширотное звено граничит с юга по Спасской зоне смятия с раннегерцинскими Нуринским и Карасорским синклиниями.

В строении Нуринского синклиния принимают участие мощные терригенные флишеидные, карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные отложения силурийско—ранне-среднедевонского возраста. Они образуют эшелонированные системы линейных и брахиформных складок субширотного простирания. Полная голоморфная складчатость связана с тельбесской фазой тектогенеза (средний девон). Для фрагментарно развитого орогенного комплекса характерны наложенные брахисинклинали, сложенные субазральными вулканитами франского (живетско-франского) возраста и морскими маломощными карбонатно-терригенными отложениями фамена — нижнего карбона.

Карасорский синклиний сложен средне-верхнедевонскими морскими вулканогенно-терригенными толщами. Для главного геосинклинального комплекса характерны простые прямые и наклонные брахиформные складки, осложненные мелкими складками высоких порядков вблизи крупных разрывных нарушений. Формирование складчатой структуры синклиния, так же как и образование пликативных дислокаций в орогенном комплексе Нуринского, связано с широко проявленной в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы внутривизейской (саурской) фазой тектогенеза [24].

Внутренняя зона субширотного звена Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса на границе с Нуринским и Карасорским синклиниями, совпадающая со Спасской зоной смятия, характеризуется широким развитием надвиговых дислокаций и связанных с ними протяженных линейных складчатых структур.

Северо-восточное звено накладывается на позднекаледонские структуры Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория, распадающегося на ряд более мелких структур II порядка. Вдоль его оси расположен Канчингизский антиклинорий, обрамленный с запада Абралинским, а с востока Чунайским синклиниями. Последние в свою очередь граничат с Аркалыкским и Акбастауским антиклинориями. Структуры до широты г. Муржи имеют северо-западное простирание, а затем плавно отворачивают к западу. Отсюда Канчингизский антиклинорий кулисообразно подставляется Алкамергенским антиклинорием, разграничивающим Чунайский и Эдрейский синклинии.

Главный геосинклинальный комплекс в пределах мегаантиклинория подразделяется на раннесалаирский, познесалаирский, позднекаледонский структурные этажи. Ранне- и познесалаирский этажи выступают в ядрах антиклинориев. Раннесалаирский этаж представлен породами офиолитовой ассоциации. По составу это в основном базальто-кремнистые толщи нижнего кембрия, частично метаморфизованные и превращенные в разнообразные зеленые сланцы и порфиритоиды. Также относящиеся к этому структурному этажу нижнекембрийские существенно кремнистые и кремнисто-граувакковые отложения образуют отдельные тектонические клинья, залегающие среди более молодых образований. Породы интенсивно дислоцированы. Они образуют весьма сложные,

жатые линейные складки, разбитые многочисленными разрывными нарушениями.

Позднесалаирский структурный этаж отделен от раннесалаирского структурным несогласием. Он образован базальт-андезитовыми, граувакково-кремнистыми, граувакковыми и флишоидными формациями ижнего-среднего кембрия, верхнего кембрия — нижнего ордовика, аходящимися в сложных латерально-стратиграфических взаимоотношениях. Породы базальт-андезитовой формации слагают широкие линейные, а граувакково-кремнистых — узкие линейные многопорядковые складки. Для наиболее молодых частей структурного этажа характерны аложенные брахиформные структуры.

К этому же структурному этажу принадлежат интрузивные массивы аббро-плагиогранитного состава среднекембрийского возраста. С выступами ранне- и позднесалаирских базальтоидов и кремнисто-терригенных бразований пространственно связаны узкие зоны серпентинитового теланжа.

Позднекаледонский (чингизский) структурный этаж, обнаженный а крыльях и в центре синклиналиев, объединяет кремнисто-вулканогенные и флишоидные образования ордовика и раннего силура. Раннеороенная нижнесилурийская пестроцветная моласса связана с более древними юрмациями постепенным переходом и дислоцирована с ними в едином структурном плане, что определяет принадлежность ее к главному геонклинальному комплексу. Их складчатые структуры представляют обой узкие линейные складки, разбитые многочисленными разрывными нарушениями разных порядков.

Основные складкообразующие движения приурочены к позднему илуру. Именно в это время оформились наблюдаемые на современном розионном срезе антиклинории и синклинии.

В герцинскую тектоническую эпоху происходит образование толщ убазральных вулканитов раннего и среднего девона, а также внедрение среднем и позднем девоне субщелочных и лейкократовых гранитов. Юрмирование комплекса вулканоплутонического пояса во времени меняется накоплением средне-верхнедевонской — нижнекаменноугольной угленосной карбонатно-терригенной формации. В результате герцинских тектонических движений поздние каледониды Чингиз-Тарбагатайскоо мегаантиклинория подверглись значительной переработке, выразивлейся в складчатых деформациях девонских и нижнекаменноугольных тложений и проявлений позднегерцинского интрузивного магматизма [8].

Огромное значение имеют зоны глубинных разломов субмеридиоального и северо-западного направлений, служащие границами важнейших структурных элементов и во многом определяющие стиль тектонического строения. Зоны продольных разломов представляют собой истемы чешуйчатых надвигов, сопряженных с диагональными и поперечными сдвигами.

С юго-запада северо-восточное звено пояса граничит с саурским Предингизским (Даганеделинским) синклиналием. Морфологически

эта структура не является типичным синклиниорием. Зеркало складчатости в его пределах моноклинально погружается к югу и юго-западу. В строении синклиниория принимают участие франские морские вулканогенно-терригенные отложения, сменяющиеся вверх по разрезу тонко-обломочными отложениями, перекрываемыми терригенно-карбонатными толщами фамена и нижнего карбона. Породы образуют линейные и брахиформные складки, усложненные складками высших порядков. Последующие сдвиговые перемещения по разрывам обусловили вторичную деформацию складок, заключающуюся в изгибах осей и образовании складок волочения [8].

Завершая краткий обзор особенностей строения фундамента и внутреннего обрамления пояса, необходимо отметить, что на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Юго-Западном Предчингизье наблюдается единство структурного плана вулканогенного девона и подстилающих терригенных толщ силура. Отдельными исследователями это рассматривается как доказательство унаследованности развития вулканоплутонического пояса от структур фундамента. Такие соотношения представляются вполне естественными, если учитывать незамкнуто-кольцевую форму пояса, которая определяет обязательное совпадение структурных планов на участке, где простираются структурно-фациальных зон фундамента и отдельных участков пояса одинаковы.

ПРИБАЛХАШСКО-ИЛИЙСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

В пределах пояса выделяются Каркаралинско-Алакольское, Токрауское и Илийское вулканоплутонические звенья (рис. 4). В отличие от Казахстанского девонского, Прибалхашско-Илийскому поясу отвечает положительное магнитное поле с мозаичным расположением локальных аномалий и средним уровнем выше, чем в соседних областях. На общем положительном фоне отчетливо выделяется изометричная область, насыщенная локальными максимумами, отвечающая Баканасской вулканотектонической впадине [2].

Каркаралинско-Алакольское звено прослеживается в субширотном направлении от гор Бугулы на западе до оз. Алаколь на востоке, выходя за пределы Советского Союза на территорию КНР. Длина его превышает 800 км, ширина колеблется от 30 до 120 км. Северная граница звена в основном эрозионная, южная — тектоническая, совпадающая с Успенской и Калмакэльской зонами глубинных разломов. Звено распадается на Каркаралинскую и Алакольскую вулканические зоны, смещенные относительно друг друга в результате правосторонних сдвиговых перемещений по Центрально-Казахстанскому глубинному разлому на 100–120 км. Каркаралинская зона резко отличается от Алакольской преобладающим развитием в ее пределах позднепалеозойских гранитоидных интрузий, образующих Калдырминский "интрузивный" пояс. Звено подразделяется на четыре вулканических района.

Успенский район объединяет изолированные поля развития континентальных вулканитов пермского возраста, слагающих Бугалинский,

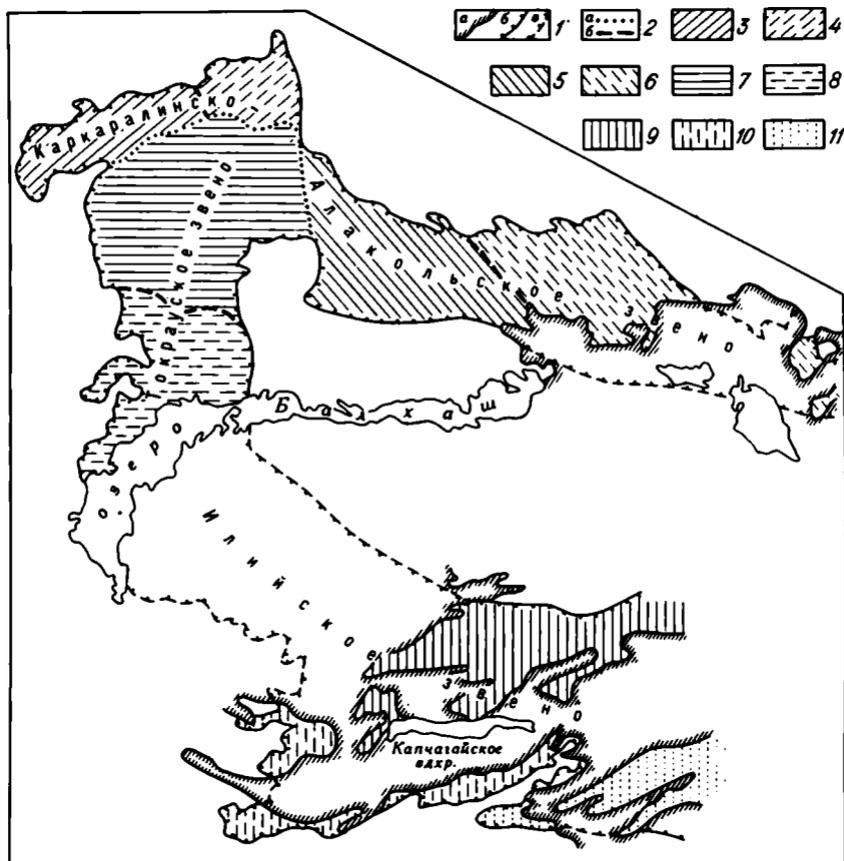


Рис. 4. Схема районирования Прибалхашско-Илийского пояса.

1 – границы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла (а), пояса на современном эрозионном срезе (б), под платформенным чехлом (в); 2 – границы звеньев (а), районов (б); 3–11 – вулканические районы (3 – Успенский, 4 – Каркаралинский, 5 – Катанзмельский, 6 – Баканал-Алакольский, 7 – Северо-Токрауский, 8 – Южно-Токрауский, 9 – Южно-Джунгарский, 10 – Зайлийский, 11 – Кетменский)

Карабасанский, Конгаштынский, Тунгатарский вулканические массивы и многочисленные гранитоидные интрузии Калдырминского пояса. Фундаментом являются структуры южного борта тельбесского Тектурмасского антиклинория и Успенской зоны смятия, выделяемой часто в качестве саурского Успенского синклинория.

Главный геосинклиальный комплекс в Тектурмасском антиклинории сложен среднеордовикской кремнисто-базальтовой и силурийско-нижнедевонской морской флишоидной и карбонатно-терригенной формациями. Кремнисто-базальтовые толщи совместно с гипербазитами

образуют типичный серпентинитовый меланж. Для флишоидной формации характерны крупные линейные складки, ориентированные согласно с общим простиранием антиклинория.

Успенский синклиниорий представляет собой эшелонированную систему узких линейных синклиналей, сочетающихся с многочисленными разрывными нарушениями, сопровождающимися зонами рассланцевания. В строении синклинория принимают участие средне-верхнедевонские терригенно-вулканогенные, верхнедевонские базальто-кремнисто-терригенные и нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения. Чрезвычайно сложный рисунок складчатых, разрывных структур, зон динамометаморфизма связан с саурской фазой тектогенеза [8].

Каркаралинский район охватывает Карамырзинский, Сыирлинский, Акбиикский, Балатундыкский вулканические массивы, разделенные выступами фундамента и позднепалеозойскими гранитоидами.

Верхний палеозой образует структуры, наложенные на ядро и южный борт саурского Карасорского синклинория.

Катанэмельский район включает обширные поля вулканитов и многочисленные гранитоидные интрузии, развитые в западной части Алакольской зоны. Естественными структурными ограничениями района являются Центрально-Казахстанский, Баканасский и Калмакэмельский глубинные разломы. Субаэральные вулканиты имеют раннекаменноугольный позднепермский возраст.

На большей части района фундамент пояса не обнажается. По северному краю района континентальный верхний палеозой накладывается на структуры Предчингизского (Даганделинского) синклинория.

Баканас-Алакольский район занимает территорию, протягивающуюся от долины р. Баканас на западе до восточных границ Казахстана. В его пределах на поверхность выведены континентальные вулканиты преимущественно позднекаменноугольного — позднепермского возраста, среди которых наибольшим площадным распространением пользуются базальтоиды поздней перми. Вдоль северной границы района верхнепалеозойский комплекс перекрывает структуры северо-восточного звена Казахстанского девонского пояса, наложенные на южное крыло Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория.

Токрауское звено протягивается в меридиональном направлении от северного берега оз. Балхаш до широты гор Кызылтас, где граничит с Каркаралинско-Алакольским звеном. Длина его составляет около 300 км, ширина достигает 120 км. Западная граница звена — эрозионная, восточная и северная — в основном тектонические, совпадающие с Бактайским, Кусакским глубинными разломами и Успенской зоной смятия. В звене выделяются Северо- и Южно-Токрауский вулканические районы, граница между которыми совпадает с субширотным Аксарлы-Сасыкбайским глубинным разломом.

Верхнепалеозойский комплекс Токрауского звена накладывается на тельбесские и саурские складчатые сооружения. Это деление является достаточно условным, так как саурская (внутривизейская) складчатость оказала значительное влияние и на структуры тельбессид. К последним

относится Жаман-Сарысуйский синклиниорий, главный геосинклинальный комплекс которого представлен кремнисто-базальтовой формацией ордовика, морской зеленоцветной флишоидной формацией силура и нижнего-среднего девона. С тектоническими движениями, протекающими в среднем девоне, связано образование полной линейной и брахиформной складчатостей комплекса. Развитый фрагментарно орогенный комплекс сложен континентальными красноцветными терригенно-вулканогенными толщами живетско-франского возраста, образующими сравнительно простые пологие мульды и брахисинклинали. В ядре этих структур залегают дисгармонично дислоцированные маломощные карбонатные отложения фамена нижнего карбона, складчатость которых обусловлена саурскими тектоническими движениями. С этими же движениями связано и превращение Жаман-Сарысуйского синклинория в поднятие, ограниченное с севера и юга зонами смятия (Успенской и Акжал-Аксоранской), а с востока под покровом позднепалеозойских вулканитов граничащее по Уралбайскому и Дусабайскому глубинным разломам с Токрауским синклинорием [8].

С юга к Жаман-Сарысуйскому поднятию примыкает эпибайкальский Балхашский срединный массив.

К области саурской складчатости относится также Токрауский синклиниорий, практически полностью перекрытый позднепалеозойскими вулканитами Токрауского звена. Западная его граница в Южно-Токрауском районе предположительно проводится по долине р. Жамши, а в Северо-Токрауском – по Уралбайскому глубинному разлому. Восточная граница совпадает с Бактайским и Кусакским глубинными разломами. Фрагменты саурского главного геосинклинального комплекса выступают из-под покровов позднепалеозойских вулканитов в приподнятых тектонических блоках, провесах кровли Токрауского плутона и ядрах крупных антиклинальных структур. В западном борту синклинория в Южно-Токрауском районе структуры главного геосинклинального комплекса накладываются на докембрийский фундамент эпибайкальского Балхашского срединного массива.

Наиболее древними частями главного геосинклинального комплекса являются раннепалеозойские офиолиты (гипербазиты, яшмы, базальты), обнажающиеся в районе г. Балхаш и севернее Майтасских гор. Верхи комплекса представлены флишоидной формацией фамена, морскими вулканогенно-терригенной, карбонатно-терригенной и угленосной формациями турнейского и ранневизейского возраста, слагающими небольшие линейные и брахиформные складки.

Илийское звено прослеживается в юго-восточном, а затем широтном направлении от западной половины оз. Балхаш, следуя направлению русла р. Или через Южную Джунгарию, Заилийский Алатау и хр. Кетмень к государственной границе с КНР. Протяженность звена превышает 600 км, ширина достигает 250 км. Значительная часть позднепалеозойских магматических образований на его территории скрыта под мезозойско-кайнозойскими отложениями Прибалхашской и Илийской депрессий и устанавливается по геофизическим данным. Внутренняя граница зве-

на проходит по Джунгаро-Балхашской — Южно-Джунгарской зонам глубинных разломов, внешняя — эрозионная, за исключением южного широтного участка, где она местами совпадает с глубинными разломами, определяющими конфигурацию каледонских складчатых сооружений Северного Тянь-Шаня (Заилийского и Кетменского антиклинориев, Чилико-Кеминского синклиория). Площади, в пределах которых обнажаются на поверхности позднепалеозойские магматические образования, входят в состав Южно-Джунгарского, Заилийского и Кетменского вулканических районов.

Фундаментом Южно-Джунгарского района служат образования чехла Актау-Джунгарского срединного массива, выступающие среди молодых вулканитов в небольших горст-антиклинальных поднятиях. Они представлены досилурийскими гранитоидами коксайского комплекса, раннесилурийскими морскими карбонатно-кремнисто-терригенными отложениями, а также орогенной красноцветной молассой условно ранне-среднедевонского возраста [9]. Орогенные позднепалеозойские вулканиты Заилийского и Кетменского районов накладываются на каледонское складчатое основание, а в Кастекском хребте — и на терригенно-вулканогенные толщи Казахстанского девонского пояса.

Внутри "подковы" Прибалхашско-Илийского пояса располагаются позднегерцинские структуры, включающие Балхашский, Центрально-Джунгарский антиклинории, Северо-Джунгарский и Бороталинский синклиории. Двойственный характер имеет пограничный Южно-Джунгарский (Текелийский) антиклинорий. По особенностям докембрийских и нижнепалеозойских образований он близок к каледонидам, но наличие морского нижнего девона позволяет включить его в краевую часть позднегерцинской складчатой области.

Наиболее древний докембрийский метаморфический комплекс выступает только в ядрах Центрально- и Южно-Джунгарского антиклинориев.

Для него характерны гранито-гнейсовые купола с синформными складками, заполняющими межкупольные пространства. Позднегерцинский главный геосинклиальный комплекс объединяет кремнистые породы и основные эффузивы итмурундинской, казыкской и тюретайской свит ордовикского возраста и мощные толщи морских терригенных и вулканогенно-терригенных отложений силура — среднего-верхнего карбона местами, возможно, и нижней перми (в Саякской мульде). Кремнисто-базальтовая формация образует сжатые линейные, иногда челнокообразные складки, осложненные складками высоких порядков, и принимает участие вместе с ультрабазитами в строении меланжевых зон. Силурийско-верхнекаменноугольные отложения, несмотря на существование многочисленных стратиграфических перерывов и в отдельных структурах угловых несогласий (предпозднеордовикского, предфаменского, средневизейского, предсреднекаменноугольного и др.), дислоцированы в едином структурном плане, слагая узкие линейные, сжатые и овальные брахиформные и мульдообразные складки, наиболее крупной из которых является Саякская мульда. В различных структурах представлены различные части главного геосинклиального комплекса. Наибольшей полно

той вертикального формационного ряда обладает Балхашский антиклинорий.

Типичный орогенный комплекс, представленный субэвральными вулканитами кислого и среднего состава, имеющий раннепермский (в Балхашском антиклинории, Саякской мульде), позднекаменноугольный (?) – позднепермский (в Бороталинском синклинории) возраст с отчетливо выраженным структурным несогласием, залегает на сложнислоцированных отложениях среднего карбона – верхнего карбона – нижней перми. Оформление складчатой структуры главного геосинклинального комплекса связано с тектоническими движениями, протекавшими в конце позднего карбона или ранней перми: саякской или баканасской фазами тектогенеза [8, 9].

На рис. 5, 6 приведены обобщенные вертикальные формационные ряды палеозоя основных структурных элементов фундамента и складчатого обрамления вулcano-плутонических поясов. Для каждого из них характерен определенный набор формаций.

В главных геосинклинальных комплексах палеозой Казахстана могут быть выделены эвгеосинклинальные формации начальной, средней и поздней (по В.Е. Хаину) стадий развития. К начальной стадии относятся яшмово-базальтовая, базальто-андезитобазальтовая, вулканогенно-(базальто)-кремнисто-терригенная, кремнисто-терригенная; к средней – вулканогенно (андезито)-терригенная, терригенная флишоидная; к поздней – карбонатная, карбонатно-терригенная, вулканогенно (риолито)-терригенная, нижняя молассовая формации. Общая последовательность смены формаций во времени в отдельных случаях нарушается. Границы стадий проходят на разных хронологических уровнях. Особенно показательно в этом отношении положение верхней хронологической границы начальной стадии, которая в одних структурах датируется концом кембрия – началом ордовика, в других, занимающих внутренние части палеозойской складчатой области Казахстана (Тектурмасский и Балхашский антиклинории), совпадает со второй половиной ордовика.

Орогенные формации представлены красноцветной грубообломочной и вулканогенной молассами, а также формациями вулcano-плутонических поясов.

Отчетливо выделяются, кроме того, формации чехлов срединных массивов и наложенных на ранее консолидированные структуры более молодых миогеосинклиналей (карбонатная, карбонатно-кремнисто-терригенная, терригенно-карбонатная, эвапорито-терригенная, угленосная терригенная).

Сопоставление формационных рядов показывает:

- 1) орогенные вулcano-плутонические пояса не зависят от развития фундамента. Казахстанский девонский пояс накладывается на структурные элементы, обладающие различной "полнотой" формационного ряда и консолидированные в разновозрастные фазы складчатости (гренильскую, таконскую, чингизскую). Прибалхашско-Илийский пояс накладывается не только на разновозрастные геосинклинальные структуры, но и структуры чехла срединного массива и Казахстанского девонского пояса;

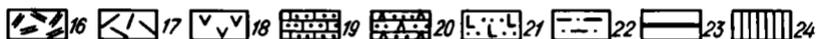
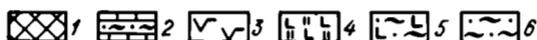
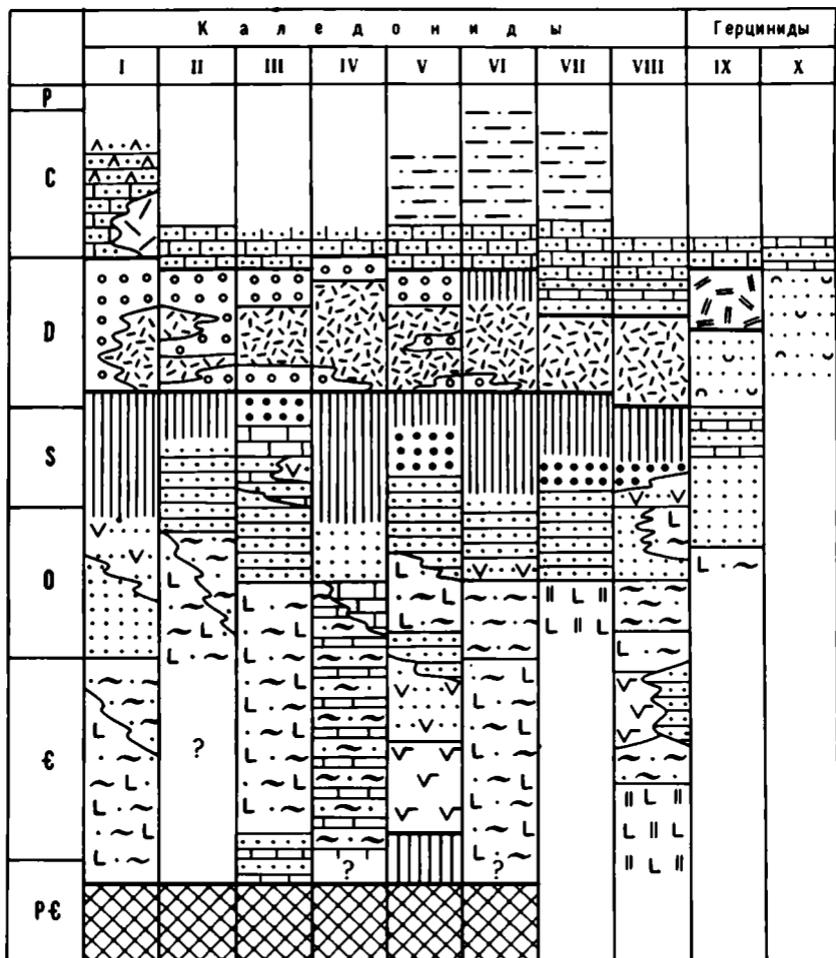


Рис. 5. Палеозойские формационные ряды структур фундамента и внутреннего обрамления Казахстанского девонского пояса (с упрощениями).

Структурно-формационные комплексы: I – Звилийский, Кендыктасский, Чуйский антиклинории, II – Бурунтауский, Атасуйский антиклинории, III – Жалаир-Найманский, Западно-Балхашский синклинории, IV – Балхашский массив, V – Конский, Селетинский синклинории, VI – Ерментау-Ниязский антиклинорий, VII – Майкаинский антиклинорий, Шакшанский, Баянаульский синклинории, VIII – Чингиз-Тарбагатайский мегаантиклинорий, IX – Нуринский синклинорий, X – Карасорский и Предчингизский синклинории.

1 – Докембрийский гранитно-метаморфический фундамент; 2 – карбонатно-крем-

нисто-терригенная формация чехла Балхашского срединного массива; 3-13 — формации главного геосинклиналичного комплекса: 3 — базальто-андезитобазальтовая, 4 — яшмово-базальтовая, 5 — вулканогенно (базальто-андезитобазальтовая)-кремнисто-терригенная, 6 — кремнисто-терригенная, 7 — терригенная, 8 — в том числе флишондная, 9 — вулканогенно (существенно андезитовая)-терригенная, 10 — то же (существенно риолитовая), 11 — карбонатная, 12 — карбонатно-терригенная, 13 — терригенная грубообломочная (нижняя моласса); 14-18 — формации орогенного комплекса: 14 — терригенная грубообломочная (верхняя моласса и вулканогенная моласса), 15 — вулканические Казахстанского девонского пояса, 16 — вулканические тельбесских складчатых структур, 17 — вулканические Прибалхашско-Илийского пояса, 18 — вулканические позднегерцинских складчатых структур; 19-22 — формации чехла эпикаледонского Казахстанско-Тяньшанского срединного массива и наложенных герцинских многогеосинклиналичных прогибов; 19 — терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная, 20 — эвапорито-терригенная, 21 — базальто-терригенная, 22 — угленосная терригенная; 23 — границы структурно-формационных комплексов; 24 — пропуск отложений

2) для Казахстанского девонского пояса устанавливается возрастной отрыв формирования пояса от складчатого основания;

3) в сочетании с данными о поперечной зональности и изменении мощностей разновозрастных формаций вкрест простираения пояса и более молодых внутренних структур сопоставление формационных рядов показывает независимость развития поясов не только от структур фундамента, но и от внутреннего более молодого складчатого обрамления, по отношению к которым пояса занимают краевое положение. Появление в отдельных более молодых геосинклиналях морских вулканогенно-терригенных ассоциаций может быть объяснено не с позиций агрессивного воздействия геосинклиналей на краевую часть срединных массивов [12], а как отражение грандиозных вулканических явлений, происходящих в поясах синхронно с образованием геосинклиналичных формаций.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Широкомасштабные проявления магматизма в девоне и позднем палеозое, создавшие Казахстанский и Прибалхашско-Илийский вулканоплутонические пояса, были крупными событиями, существенно повлиявшими на образование континентальной земной коры. Последующие мезозойско-кайнозойские и новейшие тектонические движения (за исключением районов Средней Азии и Южного Казахстана) не должны были существенно изменить особенности строения земной коры, возникшие в момент образования вулканоплутонических поясов. Все это заставляет предполагать, что современные особенности строения земной коры в пределах поясов в определенной степени отражают законсервированную палеогеофизическую картину, сложившуюся в ходе образования поясов.

Структурные карты поверхностей Мохоровичича и Конрада, построенные по данным ГСЗ, показывают несоответствие рассматриваемых поясов крупным прогибам и поднятиям мантии и базальтового слоя [30]. Тем не менее анализ сейсмических разрезов, увязанных в единую систему на участках пересечения рассматриваемых поясов [7], позволяет выявить определенные закономерности, подтверждаемые данными МОВЗ-ГСЗ [36].

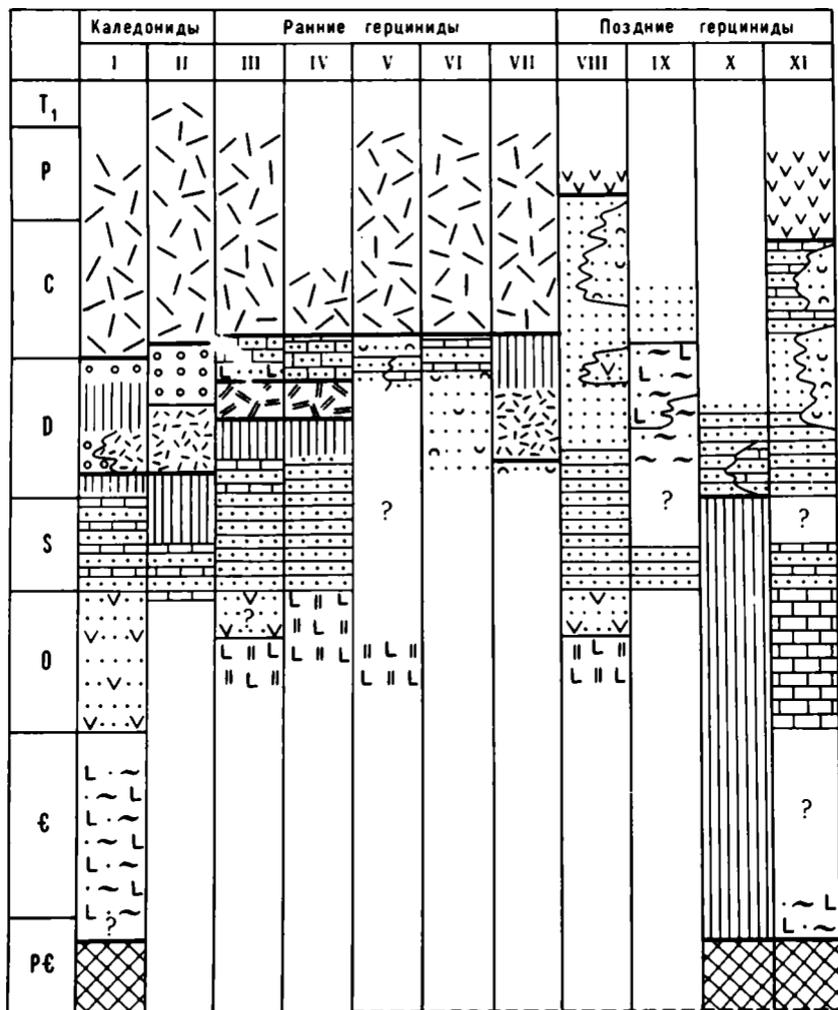


Рис. 6. Палеозойские формационные ряды структур фундамента и внутреннего обрамления Прибалхашско-Илийского пояса (с упрощениями).

Структурно-формационные комплексы: I – Кетманский и Заилийский антиклинорий, II – поздние каледониды Южной Джунгарии, III – Тектурмасский антиклинорий и Успенский синклиний, IV – Жаман-Сарысуйский синклиний, V – Токрауский синклиний, VI – Карвсорский и Предчингизский синклинии, VII – юго-западное крыло Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (Баканас-Алакольский район), VIII – Балхашский антиклинорий, IX – Северо-Джунгарский синклиний, X – Центрально-Джунгарский антиклинорий, XI – Бороталинский синклиний и Южно-Джунгарский антиклинорий.

Усл. обозначения см. на рис. 5

В Казахском девонском поясе мощность земной коры 40–48 км. В юго-западном и субширотном звеньях устанавливается валобразное поднятие мантии, приводящее к уменьшению земной коры на 4–8 км. Вертикальная амплитуда вала составляет обычно 4 км, что меньше используемого при составлении структурных карт по методу ГСЗ сечения строизогипс (5 км). Он получает отображение на картах, построенных по результатам МОВЗ-ГСЗ, где точность измерения глубин до поверхности раздела составляет ± 2 км (Балхашский выступ) [36]. Ширина вала обычно сопоставима с поперечными размерами пояса, но иногда несколько меньше их. В этом случае ось поднятия смещается или к внешнему, или к внутреннему краю пояса. Поднятию мантии часто соответствует отчетливо выраженный подъем условной поверхности Конрада, что приводит к сокращению мощности гранито-метаморфического слоя на 10–12 км.

Аналогичные закономерности отмечаются и в отдельных частях Прибалхашско-Илийского пояса. Мощность коры колеблется от 40 до 56 км, достигая максимальной величины в северной части Токрауского и южной части Илийского звеньев. Такие же, как в Казахском поясе, валобразные поднятия мантии наиболее четко фиксируются в Илийском и Каркаралинско-Алакольском звеньях. Вертикальная амплитуда вала в Илийском звене составляет 10 км. Выступу мантии соответствует подъем поверхности базальтового слоя, ось которого смещена по отношению к мантийному валу. Мантийный вал с меньшей вертикальной амплитудой (4 км) четко выражен в Каркаралинско-Алакольском звене — Калмакзмельский и Алакольский выступы [36].

Имеются и немногочисленные геологические доказательства относительно неглубокого залегания базальтового слоя и мантии. В юго-западном звене Казахского девонского пояса и в Токрауском звене Прибалхашско-Илийского среди орогенных магматических образований девона и позднего палеозоя отмечаются единичные массивы ультрамафитов и превращенных в габбро-амфиболиты основных интрузивных пород (Шалгинский и Северо-Майтасский массивы). Габбро-гипербазитовые пояса Казахстана приурочены к граничным по отношению к поясам разломам, принимая участие в строении типичных маланжевых зон. Структурная позиция Шалгинского и Северо-Майтасского массива принципиально отличается от указанных поясов. Окруженные со всех сторон более молодыми орогенными вулканогенными и интрузивными образованиями, прорывающими эти массивы, они не обнаруживают четкой пространственной приуроченности к крупным разрывам. Особенно показателен в этом отношении Шалгинский массив, тяготеющий к пересечению мелких второстепенных разрывов северо-западного и субширотного простираний.

Блиские особенности глубинного строения отмечаются и в других краевых поясах Евразии: Охотско-Чукотском и Восточно-Сихоталинском. Несмотря на наличие в пределах поясов крупных неоднородностей мантии, валобразные поднятия поверхностей Мохоровичича и Конрада представляют собой характерную особенность структур данного типа [2].

Разбирая вопросы глубинного строения и особенности фундамента вулcano-плутонических поясов, необходимо кратко остановиться на

весьма дискуссионной проблеме заложения вендско-палеозойской складчатой области Казахстана и Тянь-Шаня на земной коре континентального или океанического типа. В настоящее время эта проблема решается с диаметрально противоположных позиций. Существование в ряде структур I порядка блоков, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя и рифея, является основой для вывода о возникновении палеозойских геосинклинальных прогибов в конце докембрия — начале палеозоя на континентальной земной коре [12]. В соответствии с другими представлениями [28, 29] Казахстанско-Тяньшанская геосинклинальная область заложилась на первично океанической коре. Гранитно-метаморфический слой разрастался и формировался в ней постепенно, начиная с середины рифея и кончая началом среднего карбона.

На тектонических картах, изданных в последние годы [28, 29], поздние герциниды Джунгаро-Балхашской складчатой системы отнесены к эвгеосинклинальному комплексу, развившемуся на коре океанического типа. Они имеют наиболее молодой (раннекаменноугольный) возраст гранитно-метаморфического слоя [28]. Но именно здесь наименее проявлены, по сравнению с обрамляющими структурами палеозойских, процессы завершающего интрузивного магматизма, орогенного вулканизма, регионального и термального метаморфизма — т.е. процессы, существенно влияющие на становление земной коры континентального типа и формирование гранитно-метаморфического слоя. В пределах поздних герцинид они проявились в редуцированном виде. Исходя из предположения о первично океаническом субстрате складчатого комплекса, можно было бы ожидать наименьшую мощность земной коры и гранитно-метаморфического слоя в данной части Казахстанско-Тяньшанской складчатой области. Вместе с тем во внутренних частях Джунгаро-Балхашской системы отмечается увеличение мощности земной коры до 48 км [30, 36]. Мощность гранитно-метаморфического слоя составляет здесь 20—25 км и существенно не отличается от ранее консолидированных частей Джунгаро-Балхашской провинции. Таким образом, геофизические материалы противоречат идее о первоначально океанической земной коре, а вулканоплутонические пояса Казахстана, развивающиеся на границе блоков с сложившейся ранее континентальной корой, выступают в качестве поясов внутриконтинентального типа.

Глава 3

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНСКОГО ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Орогенный структурно-формационный комплекс Казахстанского девонского пояса представлен субазральными вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями. Они занимают пограничное положение,

разделяя морские, преимущественно терригенные, фации девона, развитые в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, красноцветные образования типа "древнего красного песчаника" и карбонатные отложения фаменского яруса, распространенные на значительной части Казахстанско-Тяньшанского массива каледонской стабилизации.

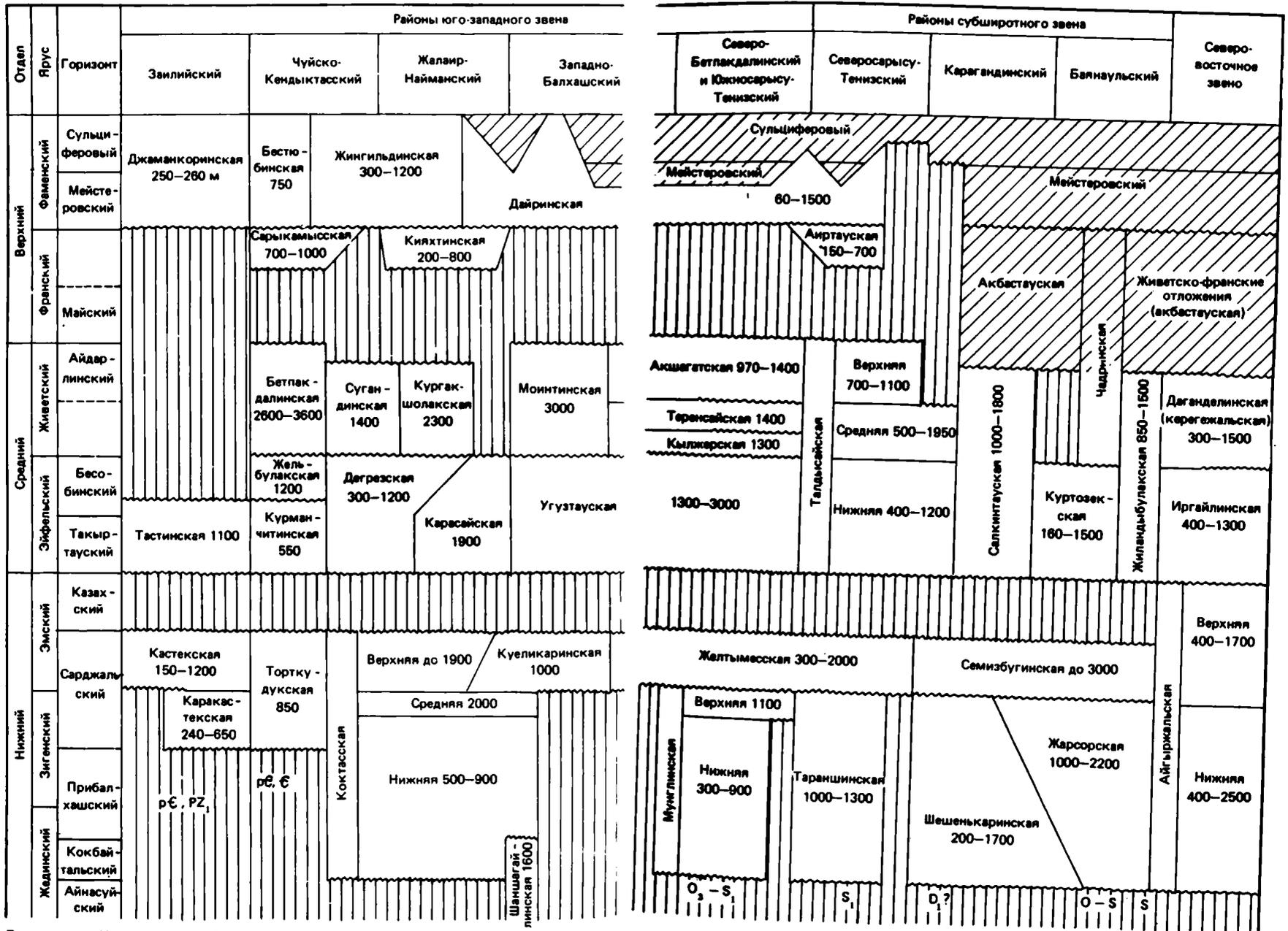
Современные представления о стратиграфии континентальных осадочно-вулканогенных отложений девона сложились в результате труда многих геологов, из которых в первую очередь необходимо упомянуть Н.В. Аксаментову, Ю.А. Васюкова, В.А. Голубовского, Б.Я. Журавлева, Ю.Ф. Кабанова, В.К. Краснобородкина, О.А. Мазаровича, Л.Г. Никитину, О.У. Омарова, М.А. Сенкевич, Л.И. Скринник, В.Г. Тихомирова, Е.П. Успенского, И.Б. Филлипову, Б.Ф. Хромых, Н.П. Четверикову, В.М. Шужанова. Их усилиями для отдельных частей пояса разработано большое количество местных стратиграфических схем, основу которых составляют стратиграфические подразделения ранга серий, свит и подсвит. Определение возраста многих стратиграфических подразделений базируется на находках ископаемой флоры, огромная роль в изучении которой принадлежит М.А. Сенкевич и А.Л. Юриной.

Приведенная ниже корреляция местных стратиграфических схем произведена на основе фитоцональной шкалы девонской системы [3]. Несмотря на то, что методика составления биоцональных схем по флоре недостаточно разработана, только на фитоцональной основе возможна объективная корреляция континентальных осадочно-вулканогенных фаций, не содержащих обычно, кроме флоры, других руководящих окаменелостей. Анализ состава флористических комплексов свит и соотношения их с ниже- и вышележащими комплексами флор дает возможность определить их принадлежность к одной из фитоцон девона.

Единство флоры из прибрежно-морских и лагунных фаций девона Джунгаро-Балхашской складчатой системы, встречающейся совместно с фаунистическими остатками (в основном с брахиоподами), и флоры континентальных осадочно-вулканогенных разрезов позволяет сопоставить местные стратиграфические подразделения пояса с горизонтами и ярусами региональной и общей стратиграфических схем, выделенных при изучении морского непрерывного разреза Северного Прибалхашья и частных морских разрезов других районов Казахстана.

Из общей схемы возрастной корреляции отложений девона Казахстанского пояса, основанной на фитоцональной шкале (табл. 1), в отличие от предшествующих [8, 9, 25], вытекают следующие положения [3].

1. Нижняя возрастная граница девонского континентального осадочно-накопления "скользит" во времени от второй половины жедина до начала эмса в зависимости от степени предшествующего эрозионного расчленения додевонского рельефа и последующего одновременного заполнения эрозионных впадин нижнекоктасскими, нижнемунглинскими, тараншинскими молассами. Биостратиграфические данные подтверждаются и прямыми геологическими наблюдениями. Даже в пределах одной структурно-фациальной зоны на сравнительно небольшом расстоянии, не пре-



Примечание. Косой штриховкой показаны прибрежно-морские и лагунные фауны. Цифры в таблице – мощности отложений в м

вышающем несколько километров, можно наблюдать омоложение возраста нижней границы континентальных девонских фаций, заключающееся в залегании на нижнепалеозойском основании последовательно все более молодых частей разреза нижнего девона.

2. Массовые наземные вулканические извержения, положившие начало формированию пояса (там, где имеются биостратиграфические данные), приурочены к позднему жедину. На айнасурское время почти на всей площади пояса приходится перерыв в осадконакоплении. Таким образом, подтверждается вывод о возрастном отрыве вулканоплутонического пояса от структур фундамента.

3. В континентальных разрезах девона фиксируется два крупных стратиграфических перерыва на уровне казахстанского горизонта верхнего эмса и франского яруса, что позволяет расчленить всю стратиграфическую колонку континентального девона на три комплекса, отвечающих жедину — нижнему эмсу, эйфелю — живету и второй половине верхнего девона, и наметить в истории развития пояса три этапа. Исключением является северо-восточное звено, в пределах которого перерыв на уровне казахстанского горизонта не проявлен.

Наибольшую неопределенность в возрастной индексировке продолжают вызывать "немые" сарыкамышская, кияхтинская и аиртауская свиты, обладающие незначительным ареалом. Принадлежность этих свит к верхнему комплексу определяется структурными взаимоотношениями с подстилающими толщами, от которых они отделяются поверхностями угловых, либо параллельных несогласий. Формированию этих свит предшествует региональная структурная перестройка и внедрение гранитоидов с абсолютным возрастом 355 млн. лет. Позднедевонская тектоническая перестройка в пределах Казахстанско-Тяньшанского срединного массива коррелируется с движениями в соседней Джунгаро-Балхашской складчатой системе, где возраст ее биостратиграфически датируется и совпадает с границей майского и мастеровского горизонтов.

НИЖНИЙ ДЕВОН

ЖЕДИНСКИЙ — ЗИГЕНСКИЙ ЯРУСЫ

К отложениям жединского — низам зигенского ярусов относятся в юго-западном звене каракастекская свита (Зайлийский район), ниже- и среднекоктасская подсвиты (Жалаир-Найманский и Западно-Балхашский районы), мунглинская свита (Северо-Бетпакдалинский и Южносарысу-Тенизский районы); в субширотном звене тераншинская (Северосарысу-Тенизский район), шешенькарьинская и жарсорская (Карагандинский и Баянаульский районы) свиты; в северо-восточном звене нижнейгайржальская подсвита. Все указанные стратиграфические подразделения имеют сходные литолого-петрографические особенности. Они представлены фациально изменчивыми толщами терригенных вулканомиктовых пород: конгломератов, песчаников и алевролитов, переслаивающихся с вулканитами среднего, основного,

реже кислого состава. Соотношения осадочных и вулканогенных образований колеблются в широких пределах. Наблюдаются постепенные переходы от осадочных к существенно вулканогенным разрезам. При этом преимущественно осадочный тип разреза тяготеет к внешним границам юго-западного и субширотного звеньев.

В преобладающем по площади осадочно-вулканогенном типе разреза терригенные грубообломочные фации приурочены обычно к нижней части разреза. По массовому появлению вулканогенных образований в отдельных районах проводится граница между подсвитами (нижне- и среднекоктасской, ниже- и верхнемунглинской).

Конгломераты, песчаники и алевриты окрашены обычно в серые, желтовато-серые, красновато-серые, вишневые, зеленовато-серые цвета. Для них характерны косая и параллельная слоистость, трещины усыхания, волновая рябь. Обломочный материал как аллохтонный, так и автохтонный с преобладанием последнего.

Вулканогенные породы представлены лавами, кластолавами, туфами основного и среднего составов (как нормальными, так и субщелочными). Вулканиды дацитового и риолитового составов (лавы, игнимбриты, туфы) встречаются в виде отдельных прослоев в различных частях разрезов. Внутри "базальтовых" зон преобладают андезитобазальты и базальты, за их пределами — андезиты. Вулканогенным образованиям присущи грубая линзовидная слоистость, темные зелено-серые, темно-зеленые, темно-серые, фиолетово-серые окраски.

На отложениях протерозоя, кембрия, нижнего и среднего ордовика указанные стратиграфические подразделения залегают с угловым несогласием; на отложениях верхнего ордовика и силура — часто без видимого несогласия. Скрытое параллельное несогласие устанавливается в этом случае лишь при обнаружении ископаемой флоры и фауны в подстилающих и перекрывающих отложениях.

Мощность колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до 2000—2500 м.

Обнаруженная в нижнекоктасской, ниже- и верхнемунглинской подсвитах, шешенькаринской и жарсорской свитах на разных стратиграфических уровнях флора содержит характерные виды и рода фитозон кокбайтальского (жедин), прибалхашского (верхний жедин — низы зигена), сарджальского (зиген — нижний эмс) горизонтов [3]. Учитывая положение указанных подразделений ниже толщ с флорой сарджальского горизонта, возраст их принимается отвечающим второй половине жедина — началу зигенского века.

ЗИГЕНСКИЙ — ЭМССКИЙ ЯРУСЫ

К зигенскому и эмсскому ярусам в юго-западном звене относятся существенно вулканогенные кастекская (Заилийский район), куеликаринская (Жалаир-Найманский и Западно-Балхашский районы), желтымесская (Северо-Бетпақдалинский и Южносарысу-Тенизский районы) свиты, вулканогенно-осадочные торткудукская толща (Чуйский

район) и верхнекоктасская подсвита (Жалаир-Найманский и Западно-Балхашский районы); в субширотном звене — вулканогенные, желтымесская (Северсарысу-Тенизский район) и семизбугинская (Карагандинский и Баянаульский районы) свиты; в северо-восточном звене — верхнеайгыржальская подсвита.

На Сарысу-Тенизском водоразделе желтымесская свита совместно с тараншинской входит в состав акмаинской серии.

Существенно вулканогенные свиты и подсвиты юго-западного и субширотного звеньев сложены краснокламенноизмененными лиловыми, вишнево-красными, фиолетовыми лавами, игнимбритами, реже туфами риолитового и риодацитового состава. Кислые вулканы содержат подчиненные пачки и прослои пестроцветных конгломератов и песчаников, линзы и прослои андезитов, андезитобазальтов, лавовых брекчий основного состава. Мощность колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до 3000 м.

Верхнеайгыржальская подсвита представлена тонкослоистыми тонкообломочными туфами риолитов, туффитами, песчаниками и алевролитами. Местами присутствуют линзы кремнистых известняков, покровы базальтов, андезитов и дацитов.

Вулканогенно-осадочные торткудукская толща и верхнекоктасская подсвита, фациально замещающие вулканогенные свиты, образованы конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями игнимбритов, туфов и туффитов риолитового и риодацитового состава. Породы окрашены в серые, серовато-бурые, лиловые, серовато-зеленые цвета. Для песчаников и алевролитов характерен преимущественно кварцполевошпатовый состав. Обломочный материал конгломератов в основном автохтонный. Мощность 800—1900 м.

На более древних отложениях нижнего девона все указанные стратиграфические подразделения залегают без видимого несогласия, на нижнепалеозойских толщах — с азимутальным и угловым несогласием.

В песчаниках и алевролитах кастекской свиты, верхнекоктасской подсвиты, желтымесской и семизбугинской свит обнаружены многочисленные растительные остатки с зональными видами биозоны, коррелируемой с сарджальским горизонтом. Учитывая, что подстилающие нижедевонские свиты также местами содержат сарджальскую флору, возраст их принимается отвечающим позднему зигену — раннему эмсу. Верхнеайгыржальская подсвита содержит растительные остатки двух биозон, соответствующих как сарджальскому, так и казахскому горизонту. Возрастной объем ее отвечает позднему зигену — всему эмскому веку (см. табл. 1).

СРЕДНИЙ ДЕВОН

В среднем отделе девонской системы выделяются свиты и подсвиты, сопоставляемые с эйфельским и живетскими ярусами общей стратиграфической шкалы, а также с нерасчлененным средним девоном. Среднедевонские отложения отделяются от подстилающих нижедевонских

и более древних поверхностью параллельного или углового несогласия. В Жалаир-Найманском районе состав базальной среднедевонской толщи (дегресской свиты) близок к составу подстилающей верхнекоктасской подсвиты. В связи с этим несогласное залегание устанавливается только по биостратиграфическим данным — выпадению из разреза биозоны, отвечающей казахскому горизонту нижнего девона.

В Южно- и Северсарысу-Тенизском районах среднедевонские отложения включаются обычно в состав жаксыконской серии, возраст которой большинством исследователей датируется как средний-поздний девон.

ЭЙФЕЛЬСКИЙ ЯРУС

Эйфельский ярус в пределах пояса фациально весьма разнороден. В Заилийском районе к нему относится тастинская свита. Она представлена мелкогалечными конгломератами с галькой кислых вулканитов, песчаниками, алевролитами, гравелитами. Породы окрашены в коричнево-серые, сиренево-бурые, серые, красновато-коричневые цвета. Мощность свиты 500—1200 м.

В Кендыктасском, Жалаир-Найманском и западной части Северо-Бетпақдалинского района на размытой поверхности кактасской и куеликаринской свит залегает дегресская свита. Она представлена толщей песчаников, алевролитов, гравелитов с прослоями туфов риолитового и дацитового составов. Для них характерна пестрая окраска: кирпично-красная, вишнево-бурая, сиреневая, серовато-зеленая, белая. В основании обычно залегают базальные конгломераты, разногалечные, состоящие из гальки кислых и основных вулканитов, песчаников, гранитов, кварца, яшм, кремней. На юго-востоке Жалаир-Найманского района в верхах разреза появляются темно-серые, фиолетовые, зеленовато-серые андезиты, базальты, дациты, переслаивающиеся с бурыми, зелеными полимиктовыми песчаниками, реже линзами конгломератов. Мощность свиты достигает 2000 м.

Существенно терригенная дегресская свита в юго-западном звене фациально замещается вулканогенными и осадочно-вулканогенными. В Чуйском районе ее возрастными аналогами являются курманчтинская и жельбулакская свиты. Нижняя сложена розовато-серыми, темно-вишневыми риолитами, туфолатами и игнимбритами, с подчиненными прослоями бурых конгломератов, песчаников, в верхней части — трахиандезитов. Мощность 500 м. Верхняя представлена зеленовато-серыми и темно-серыми андезитобазальтами, андезитами, диабазами, в меньшей степени дацитами, переслаивающимися с бурыми, зеленовато-серыми, кирпично-красными песчаниками и мелко- и среднегалечными конгломератами. Мощность 300 м.

На юго-востоке Жалаир-Найманского района стратиграфическим аналогом дегресской свиты является карасайская свита, пользующаяся локальным развитием и залегающая с угловым несогласием на отложениях коктасской и куеликаринской свит. Свита сложена буровато-красными, лиловыми, вишневыми риолитами, риодацитами, реже их туфами.

Характерно присутствие сферолоидных и пузыристых лав. В верхней части отмечается покров серовато-зеленых андезитов. Редко встречаются серовато-бурые и салатово-серые песчаники и алевролиты. Мощность свиты колеблется от 500 до 2000 м.

В Западно-Балхашском, Северо-Бетпакалинском и Южносарысу-Тенизском районах к эйфельскому ярусу относится угузтауская свита, пользующаяся широким площадным распространением. Характерной особенностью свиты является присутствие в ее составе однообразных автомагматических брекчий риолитов и риодацитов. Свита отчетливо подразделяется на две подсвиты. Нижней подсвите присущ пестрый состав пород, обладающих тонкой линзовидной слоистостью. Осадочные образования представлены красноцветными плохо сортированными песчаниками, гравелитами, алевролитами и конгломератами. Они переслаиваются с красновато-лиловыми туфами, игнимбритами (в том числе и автомагматическими брекчиями) и лавами риолитов. Местами присутствуют также пачки зеленовато-бурых миндалекаменных андезитов, диабазов, базальтов и их туфов. Вдоль восточной границы пояса в составе нижней подсвиты преобладают краснокаменные измененные кислые вулканыты. Мощность подсвиты от 500 до 2000 м.

Верхняя подсвита в основном сложена бурыми, серовато-красными, зеленовато-серыми, весьма однородными, массивными, иногда грубо-слоистыми автомагматическими брекчиями риолитов. Кроме них, на разных уровнях отмечаются пачки и прослои конгломератов, буровато-серых, темно-лиловых и зеленовато-черных туфов дацитов и трахитов флюидалных дацитов, игнимбритов. В верхах подсвиты местами залегают табачные, светло-серые песчаники, алевролиты, иногда хемогенные известняки, редко прослои туфов андезитобазальтов. Мощность подсвиты 900—1300 м.

В субширотном звене к эйфельскому ярусу относятся низы жаксы-конской серии — нижнеталдысайская подсвита (Северосарысу-Тенизский район) и куртозекская свита (Баянаульский район).

Нижнеталдысайская подсвита сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями риолитовых туфов, андезитов и андезитобазальтов, хемогенных известняков, известковистых алевролитов. Породы окрашены в желто-бурые, буровато-серые, серые, лилово-серые, красные цвета. Вулканыты встречаются на разных стратиграфических уровнях. Соотношение их с осадочными породами различное, но последние обычно резко преобладают. Мощность свиты от 400 до 2200 м.

Куртозекская свита представлена толщей зеленовато-серых, буровато-серых, темно-вишневых туфов и игнимбритов риолитов, темно-серых, зелено-серых диабазов, андезитов, туфов, андезитобазальтов, песчаников и алевролитов. К верхам разреза мощность и количество прослоев средних вулканытов сокращается, и в разрезе преобладают обломочные породы, среди которых наиболее характерны голубовато-зеленые алевролиты. Мощность свиты 160—1500 м.

В северо-восточном звене к эйфельскому ярусу относится иргайлинская свита. Поверхность несогласия в ее основании проявлена достаточ-

но четко. Свита состоит из красновато-коричневых, серо-бурых и розовато-серых риолитов, их игнимбринов и туфов. На разных уровнях среди вулканитов кислого состава залегают покровы андезитов и базальтов. В толще наблюдаются маломощные линзы алевролитов, гравелитов, конгломератов, не играющие заметной роли. Мощность свиты до 3100 м.

Во всех вышеописанных стратиграфических подразделениях встречаются многочисленные растительные остатки. Комплексы флоры, наиболее богатые в дегрезской, угузтауской, куртозекской свитах и нижнеталдысайской подсвите, содержат зональные виды трех биозон эйфельского яруса.

ЖИВЕТСКИЙ ЯРУС

Живетский ярус, так же как и эйфельский, фациально разнообразен. Выделяются терригенный, вулканогенно-терригенный и существенно вулканогенный типы разрезов.

Терригенные фации распространены вдоль внешней границы пояса в Чуйском районе, где они представлены бетпакадалинской свитой преимущественно конгломерато-песчаникового состава. В основании свиты прослеживается пачка (200—390 м) валунно-галечных конгломератов. Выше лежат белые, темно-вишневые, сиренево-серые аркозовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты с прослоями гравелитов, конгломератов, известковистых песчаников и известняков. Мощность свиты от 2600 до 3500 м.

Вулканогенно-терригенный тип разреза характерен для среднедевонских "базальтовых" зон. Общей отличительной особенностью является присутствие среди терригенных вулканомиктовых пород мощных толщ лав, редко туфов базальто-андезитового состава. Вулканиты более кислого (дацитово-риолитового) состава образуют отдельные прослои.

В Кендыктасской "базальтовой" зоне к живетскому ярусу относится сугандинская свита мощностью до 1400 м, сложенная зеленовато-серыми диабазами и миндалекаменными базальтами, с двумя пачками (340 и 225 м) серо-зеленых полимиктовых песчаников и алевролитов.

В Кызылсоксской зоне (юго-восток Жалаир-Найманского района) — это кургакшолакская свита. В разрезе свиты выделяются три подсвиты. Нижняя представлена пестроцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами с двумя прослоями риолитовых туфов (3 и 27 м) и линзами хемогенных известняков. Мощность 600 м. Средняя подсвита сложена серовато-зелеными миндалекаменными базальтами, диабазами и андезитобазальтами, с подчиненными прослоями пестроцветных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Мощность 1100 м. Верхняя подсвита состоит из переслаивающихся красноцветных косослоистых разнозернистых песчаников и алевролитов. Мощность 560 м.

В Кызылжарской зоне к живетскому ярусу относятся три свиты, последовательно сменяющие друг друга в разрезе. Несогласно на дегрезской залегают кылжерская свита, представляющая переслаивающиеся конгломератами, розовато-серыми, желтовато-серыми, вишнево-

красными песчаниками и алевролитами. В верхах разреза появляются слабоизвестковистые песчаники и алевролиты. Из вулканогенных пород встречаются маломощные прослои роговообманковых дацитов, витрокластических риолитовых туфов, тонкообломочных туффигов. Мощность свиты 1300 м.

Выше несогласно залегает теренсайская свита, сложенная зеленовато-серыми и темно-фиолетовыми пузыристыми и миндалекаменными андезитобазальтами, базальтами и диабазами, с линзами песчаников, алевролитов, конгломератов. Мощность свиты от 750 до 1360 м.

Акшагатская свита среднего девона без видимого несогласия залегает на теренсайской и с угловым несогласием на разновозрастных отложениях нижнего и среднего девона. Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя сложена переслаивающимися разногальчными конгломератами, лилово-серыми, буровато-серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми, вишнево-красными песчаниками и алевролитами, с линзами черных кремней, прослоями и маломощными (до 100 м) пачками светлоокрашенных туфов и игнимбригов риолитов. Мощность подсвиты 800—1050 м. Верхняя подсвита представлена линзовидно-слоистой толщей вишнево-красных алевролитов и темно-фиолетовых миндалекаменных и пузыристых андезитобазальтов и базальтов. Мощность подсвиты от 380 до 1200 м.

В субширотном звене в Северосарысу-Тенизском районе к живетскому ярусу отнесены среднеталдысайская и верхнеталдысайская подсвиты, отвечающие верхней половине жаксыконской серии.

Среднеталдысайская подсвита обладает преимущественно вулканогенным андезитобазальтовым составом. Нижняя граница проводится по массовому появлению в разрезе основных вулканитов. Подсвита представлена фиолетово-серыми лавами, лавобрекчиями базальтов, андезитобазальтов, андезитов с редкими прослоями песчаников и алевролитов, линзами конгломератов и кремнистых пород. Характерны миндалекаменные текстуры лав. Пирокластические продукты основного состава практически не встречаются. Мощность подсвиты от 500 до 1450 м.

Верхнеталдысайская подсвита связана со среднеталдысайской постепенным переходом. Она образована переслаивающимися алевролитами, песчаниками зеленовато- и желтовато-бурой окраски с прослоями серовато-зеленых известковистых песчаников и алевролитов. В меньшей степени присутствуют темно-серые известняки, кремни, туфы разного состава, андезиты, встречающиеся обычно в нижних частях разреза. Мощность подсвиты 700—1100 м.

В северо-восточном звене пояса в Даганделинской "базальтовой" зоне развита даганделинская (керегежальская) свита. Она сложена базальтами, андезитобазальтами, андезитами, мелкогальчными конгломератами, песчаниками, алевролитами. Вулканы тяготеют к нижней части разреза. Среди них широко распространены миндалекаменные разности. Присутствуют также единичные прослои мелкообломочных кристалловитрокластических дацитовых и риолитовых туфов. Мощность свиты достигает 1600 м.

Существенно вулканогенный тип разреза живетского яруса отмечается в Западно-Балхашском районе, где к нему относится моинтинская свита, сложенная пузырястыми и сферолоидными риолитами, реже их туфолавами и туфами. На разных уровнях в разрезе встречаются единичные потоки андезитобазальтов, мощность которых не превышает 20—25 м, прослой вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Мощность свиты 3000 м.

Возраст стратиграфических подразделений устанавливается на основании многочисленных находок ископаемой флоры. Богатые комплексы флор, обнаруженные во всех указанных свитах и подсвитах, содержат зональные виды трех биозон живетского яруса.

СРЕДНИЙ ДЕВОН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Отложения нерасчлененного среднего девона представлены салкинтауской и жиландыбулакской свитами, распространенными вдоль внутренней и внешней границ субширотного звена (Карагандинском и Баянаульском районах).

Салкинтауская свита несогласно перекрывает семизбугинскую нижнего девона. Характерной ее особенностью является преобладание массивных и миндалекаменных базальтов, андезитобазальтов, диабазов и долеритов. Вулканыты основного состава содержат на разных уровнях пачки и линзовидные прослой песчаников и конгломератов. Наблюдаются также отдельные прослой и пачки вулканических брекчий, игнимбитов, лав и туфов риолитов, составляющих в участках их наибольшего развития не более 30 % объема свиты. Мощность свиты 1400—3500 м.

Жиландыбулакская свита представлена переслаивающимися туфами риолитового состава, песчаниками, конгломератами, гравелитами с редкими прослоями риолитов. Отличительной особенностью являются отдельные потоки и линзы андезитов и андезитобазальтов. Мощность свиты от 850 до 1500 м.

В обеих свитах в верхней части разреза обнаружены растительные остатки айдарлинского горизонта, соответствующего второй половине живетского яруса. Не исключено, что нижняя, "немая", часть разреза принадлежит эйфелю. И салкинтауская, и жиландыбулакская свиты являются возрастными аналогами талдысайской, иргайлинской и даганделинской свит соседних районов.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ДЕВОН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Отложения нерасчлененного среднего-верхнего девона (акбастауская и чадринская свиты) распространены только в восточной половине субширотного звена и в северо-восточном звене. Широко развиты они за пределами пояса на площади, примыкающей к Карагандинскому и Баянаульскому районам.

Чадринская свита в нижней части представлена терригенными континентальными с флорой, а в верхней — прибрежно-морскими кар-

бонатно-терригенными отложениями. В последних наблюдаются остатки морской фауны. Мощность свиты достигает 3000 м. В низах разреза, сложенных красноцветными и зеленоцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, обнаружена флора трех биозон живецкого яруса. Верхняя часть разреза, представленная пестроцветными песчаниками, алевролитами и известняками, содержит мшанки и брахиоподы верхов живецкого яруса и майского горизонта франского яруса, а также франскую флору.

Акбастауская свита сложена прибрежно-морскими песчаниками, алевролитами и конгломератами с подчиненными прослоями известняков. В северо-восточном звене местами присутствуют линзы андезитов, туфов дацитового состава. Свита содержит многочисленные остатки как флоры, так и фауны, свидетельствующие о позднеживецком — франском ее возрасте. Мощность свиты 900—1450 м.

На нижележащих отложениях чадринская и акбастауская свиты залегают либо согласно, либо с параллельным несогласием.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

К верхнему девону относятся континентальные терригенные и вулканогенные сарыкамьсская, кияхтинская, айртауская, джаманкоринская, кербулакская, жингильдинская и дайринская свиты, а также морские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения майстеровского и сульциферового горизонтов фаменского яруса.

Сарыкамьсская, кияхтинская и айртауская свиты пользуются локальным распространением в пределах Чуйского, Жалаир-Найманского и Северсарысу-Тенизского районов. Сарыкамьсская и кияхтинская свиты с угловым несогласием залегают на разновозрастных отложениях нижнего и среднего девона. Айртауская свита без видимого несогласия перекрывает верхнеталдысайскую подсвиту среднего девона. Сарыкамьсская и айртауская свиты обладают песчано-конгломератовым составом. Характерной особенностью является красноцветность пород. Мощность сарыкамьсской свиты 700—1000 м, айртауской не превышает 200 м.

В составе кияхтинской свиты преобладают кирпично-красные, темно-коричневые, розовые тонкофлюидальные трахириолиты и их игнимбриты. Мощность свиты 200—800 м.

Эти свиты ранее традиционно относились к франскому ярусу. Но, как указывалось выше, формированию свит предшествовала структурная перестройка и внедрение гранитоидов с абсолютным возрастом в среднем 355 млн. лет. Структурная перестройка коррелируется с движениями в соседней Джунгаро-Балхашской складчатой системе, где возраст ее совпадает с границей майского (ранний фран) и майстеровского (ранний фамен) времени. Возраст свит условно принимается как позднефранский — раннефаменский.

Разрез девонской системы в Заилийском, Чуйском, Кендыктасском и Жалаир-Найманском районах венчается джаманкоринской, кербулакской и жингильдинской свитами, залегающими резко не-

согласно на различных горизонтах девона. Свиты сложены пестроцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Грубообломочные породы приурочены к низам разреза. В верхах разреза местами присутствуют среди алевролитов прослои аргиллитов и известковистых песчаников. Мощность свит 300—1200 м.

В породах обнаружены остатки позднедевонской флоры, панцирных рыб, облик которых характерен для конца девона. В самых верхах разреза встречаются растительные остатки турнейского облика [32]. Возраст большей части разреза свит принимается фаменским.

В Северо-Бетпақдалинском, Южно- и Северосарысу-Тенизском районах повсеместно под карбонатными, глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями ниже- или верхнефаменского подъяруса, местами и ниже турнейского подъяруса залегает дайринская свита, на большей части описываемого района представленная толщей красноцветных, в меньшей степени сероцветных песчаников, разногалечных конгломератов и алевролитов с характерной косою слоистостью. Отмечается постепенный переход терригенных фаций в вышележащие карбонатные морские. Свита несогласно залегает на разновозрастных отложениях девона.

В тесной связи с красноцветными терригенными отложениями находятся краснокаменноизмененные лавы, туфы и игнимбриты калиевых риолитов, в меньшей степени базальтов и диабазов, установленные в Атасуйском рудном районе и по его обрамлению. Общими особенностями всех разрезов дайринской свиты, содержащих вулканогенные отложения, являются локальность распространения кислых и основных вулканитов, линзовидное строение, постепенный переход пирокластических пород в туфогенно-осадочные, а затем в красноцветные терригенные, большие колебания мощностей в зависимости от расстояния до центров палеовулканизма. Мощность свиты от 60 до 1500 м.

Соотношения дайринской свиты с вышележащими отложениями указывают на скользящий характер границы от верхов нижнефаменского подъяруса до основания турнейского яруса. Остатки флоры, собранные в междуречье Жаксыкон и Жаманкон, по данным А.Л. Юриной, указывают на фаменский возраст свиты.

В Южносарысу-Тенизском и Северо-Бетпақдалинском районах дайринская свита вверх по разрезу сменяется органогенно-рифовыми карбонатными и ритмично-слоистыми кремнисто-карбонатными "флишоидными" отложениями, отвечающими различным частям мейстеровского и сульфидеронового горизонтов фаменского яруса. Среди них локальным распространением пользуются субщелочные оливковые базальты, присутствующие как в собственно эффузивной, так и в субвулканической фации. Покровы базальтов установлены на различных стратиграфических уровнях нижнего и верхнего фамена.

В Карагандинском, Баянаульском районах и северо-восточном звене пояса вулканогенные и осадочные толщи девона (от нижнего до среднего-верхнего) несогласно перекрываются морскими терригенно-карбонатными отложениями фаменского яруса (мейстеровского и сульфидеронового горизонтов).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНСКОГО ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Вулканические формации Казахстанского вулканоплутонического пояса представлены субщелочными и известково-щелочными сериями.

Формационный анализ проведен в соответствии с принципами, разработанными Н.С. Шатским и Н.П. Харасковым и развитыми применительно к магматическим формациям в трудах новосибирских исследователей [4]. В основе выделения вулканических формаций лежат следующие общие положения.

1. Приоритет при выделении формации имеет вещественный состав горных пород. Под формацией понимается обособленная в структурном и возрастном отношении природная ассоциация горных пород и слагаемых ими тел.

2. Широко используются петрохимические данные. Состав формации оценивается по объемному преобладанию определенных пород, попадающих в петрохимическую выборку, характеризующую формацию. Обычно для каждой формации приемлемым является предположение о случайности опробования. Естественно, что выводы о составе формаций более достоверны при большем числе анализов.

3. Среди вулканических формаций (рис. 7) преобладают контрастные ассоциации. Общим геологическим признаком контрастности является сонахождение резко различных по составу и условиям образования и близких по возрасту горных пород. Петрохимически контрастность фиксируется видимым выпадением определенного интервала значений породообразующего оксида (чаще всего SiO_2) в выборке. Статистическими признаками дискретности могут быть частотные минимумы, выявляемые на гистограммах распределения. В формациях пояса признаки дискретности выявляются между отдельными породными группами: основной, средней, кислой и внутри них. Таким образом, вулканическая формация выступает не только как совокупность отдельных видов горных пород, но и как ассоциация породных групп, что подтверждает популяционно-видовую модель строения формации, разработанную новосибирскими исследователями [4].

4. Контрастные формации, противопоставляемые моноформациям, состоящим из одной породной группы, условно подразделяются на слабо, умеренно и существенно контрастные. На долю преобладающей породной группы в слабоконтрастных формациях приходится более 90 % общего объема, в умеренно контрастных 70–90 %, в существенно контрастных менее 70 %.

5. По составу среди вулканических формаций выделяются существенно базальтоидные, андезитоидные и риолитоидные. За исключением моноформаций, каждая из них состоит из двух (бимодальные) или трех

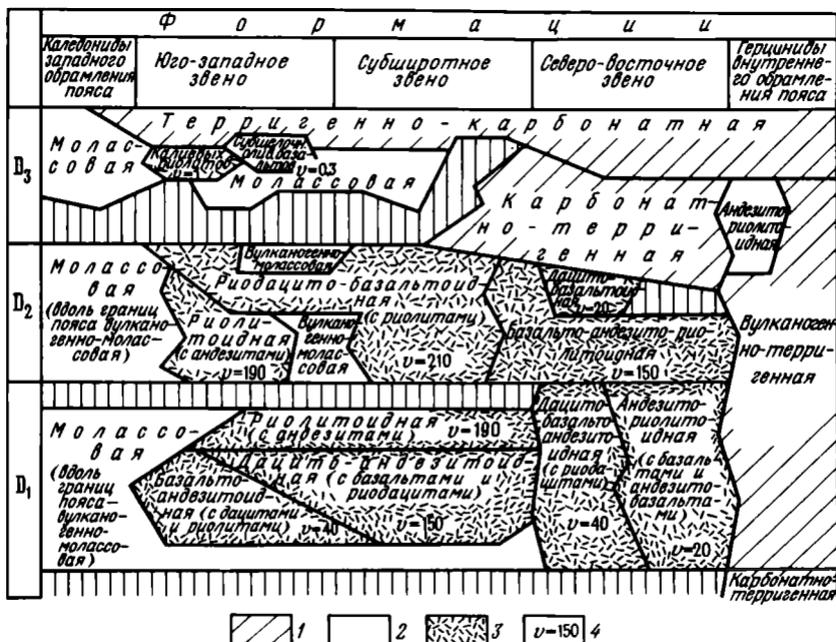


Рис. 7. Формации Казахстанского девонского пояса и его обрамления.

1 – морские субплатформенные и герцинские миогеосинклинальные; 2 – орогенные, 3 – в том числе вулканические, 4 – объем вулканических формаций в тыс. км³

породных групп. Поэтому в основу номенклатуры контрастной формации положено название преобладающей породной группы с прибавлением названия вида или семейства пород из другой группы, пользующейся меньшим распространением. Виды и семейства породных групп, присутствующих в количестве менее 10 %, в названии не учитываются. В целях упрощения наименования существенно базальтоидных формаций семейство андезитобазальтов, всегда присутствующее в их составе, включено в базальтоидную породную группу. Номенклатура моноформаций определяется видом или разновидностью горной породы, значимо преобладающей в составе породной группы (позднедевонские формации).

6. Поскольку в основе используемой классификации горных пород лежит химический состав, очевидна необходимость сопоставления формаций и породных групп по важнейшим петрохимическим показателям (рис. 8, 9, 10). Преобладание определенного показателя, оцениваемое статистически, определяет петрохимический уклон (термин А.Ф. Белоусова) группы и формации. Формации сопоставляются по следующим петрографическим показателям:

а) общая щелочность, выражаемая отношением суммы содержания щелочей к содержанию кремнезема. В составе формаций выделяются породы нормального и субщелочного рядов. Как правило, нормальные

Этапы	Формации	Основная (базальтоидная) породная группа																		
		Петрохимический уклон																		
		Общая щелочность			Соотношение натрия и калия		Глиноземистость		Фемичность		Соотношение железа и магния		Титанистость							
Нормальный	Субщелочной	Щелочной	Натриевый	Калиево-натриевый	Калиевый	Низкоглиноземистый	Умеренноглиноземистый	Высокоглиноземистый	Меланократовый	Мезократовый	Лейкократовый	Умеренножелезистый	Умеренножелезистый	Высокожелезистый	Весьма высокожелезистый	Умеренномагнийсодержащий	Титанистый	Умереннотитанистый	Высокотитанистый	
D ₃	Субщелочные оливиновые базальты	95						95		95										95
	Калиевых риолитов																			
D ₂	Риодацит-базальтоидная	99				99					99									
	Дацит-базальтоидная																			
	Риолитоидная																			
D ₁	базальто-андезит-риолитоидная	99									97									99
	Риолитоидная	99								97										
	Андезит-риолитоидная	99				95				95				95						
	Дацит-андезит-риолитоидная					99				99										95
	Дацит-базальто-андезит-риолитоидная	99				99				99				95						99
Базальто-андезит-риолитоидная									99				99							99



Рис. 8. Петрохимические уклоны базальтоидов различных вулканических формаций. 1 — формация присутствует, 2 — преобладает, 3 — значительно преобладает (цифра — уровень надежности в %)

и субщелочные образования отличаются друг от друга только петрохимически;

б) соотношения натрия и калия. По величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ формации принадлежат к натриевым, калиево-натриевым и калиевым сериям;

в) содержание глинозема. Низкоглиноземистый, умеренно глиноземистый, высокоглиноземистый, весьма высокоглиноземистый и крайне высокоглиноземистый типы пород и соответствующие петрохимические уклоны породных групп определяются вариациями коэффициента глиноземистости $aI = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$;

г) общая меланократовость (фемичность) выражается величиной $f' = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ и имеет большое значение для основной и средней групп, среди которых выделяются меланократовые, мезократовые и лейкократовые типы;

д) соотношение железа и магния, определяемое величиной коэффициента железистости (фракционирования) $k_{\text{ф}} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. Этот показатель наиболее важен для базальтоидной группы. В девонских существенно базальтоидных и базальтосодержащих андезит-риолитоидных формациях изменение его величины характеризует умеренно магниевый ($k_{\text{ф}} < 70$), умеренно железистый ($k_{\text{ф}} = 70-80$) и высокожелезистый ($k_{\text{ф}} > 80$) петрохимические уклоны;

Этапы	Формации	Средняя (андезитоидная) породная группа															
		Петрохимический уклон															
		Общая щелочность	Содержание натрия и калия	Глиноземистость	Фемичность	Титанистость											
		Нормальный	Субщелочной	Щелочной	Натриевый	Калиево-натриевый	Калиевый	Умеренноглиноземистый	Высокоглиноземистый	Весьма высокая фемичность	Мезократный	Мелкократный	Лейкократный	Весьма низкотитанистый	Умеренно низкотитанистый	Умеренно высокотитанистый	Весьма высокотитанистый
D ₃	Субщелочных оливиновых базальтов	■															
	Калиевых риолитов		■														
D ₂	Риодацито-базальтоидная	■			■												
	Дацито-базальтоидная	■			■												
	Риолитоидная	■			■												
	Базальто-андезито-риолитоидная	■			■												
D ₁	Риолитоидная	■			■												
	Андезито-риолитоидная	■			■												
	Дацито-андезитоидная	■			■												
	Дацито-базальто-андезитоидная	■			■												
	Базальто-андезитоидная	■			■												

Рис. 9. Петрохимические уклоны пород средней группы различных вулканических формаций.

Усл. обозначения см. на рис. 8

е) содержание оксида титана (II) — титанистость. По содержанию TiO_2 выделяются крайне низкотитанистый ($< 0,37\%$), весьма низкотитанистый ($0,37-0,75\%$), умеренно низкотитанистый ($0,75-1,5\%$), умеренно высокотитанистый ($1,5-2,25\%$), весьма высокотитанистый ($2,25-4,5\%$), крайне высокотитанистый ($> 4,5\%$) петрохимические уклоны [4];

ж) агпаитность, выражаемая величиной $k_a = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ (в мол. кол.). Этот показатель имеет самостоятельное значение для андезитоидной и риолитоидной групп.

Определение петрохимического уклона, основанное на доверительной оценке петрохимического показателя в биномиальном распределении, производилось с использованием таблиц доверительных пределов параметра биномиального распределения или рассчитывалось на калькуляторе по методике, изложенной в [4].

Как было показано, время формирования пояса распадается на три этапа, отвечающих раннему, среднему и позднему девону, разделенных крупными временными перерывами затухания вулканической деятельности (поздний эмс и франский век). В каждом этапе накапливались определенные объемы вулканитов, рассчитываемые исходя из реконструируемой площади извержений и мощностей вулканогенных образований, что дает возможность разделить выделенные ассоциации на форма-

Этапы	Формации	Кислая (риолитоидная) породная группа												
		Петрохимический уклон												
		Общая щелочность		Соотношение матриц и калия		Глиноземистость		Титанистость						
		Нормальный	Субщелочной	Щелочной	Натриевый	Калиево-натриевый	Калиевый	Высокоглиноземистый	Весьма высокоглиноземистый	Калиево-высокоглиноземистый	Мало- и среднещелочной	Крайне мало- и титанистый	Весьма мало-титанистый	Умеренно-титанистый
D ₃	Субщелочных оливиновых базальтов													
	Калиевых риолитов		90						90			90		
D ₂	Риодацито-базальтоидная					90				90		90		
	Дацито-базальтоидная													
	Риолитоидная	90				90				90		90		
	Базальто-андезито-риолитоидная	90				90				90		90		
D ₁	Риолитоидная					90			90			90		
	Андезито-риолитоидная					90			90					
	Дацито-андезитоидная					90			90				90	
	Дацито-базальто-андезитоидная	90				90			90				90	
	Базальто-андезитоидная	90				90			90					90

Рис. 10. Петрохимические уклоны пород кислой группы различных вулканических формаций.

Усл. обозначения см. на рис. 8

ции больших (первые сотни тысяч км³) и малых (первые десятки тысяч, тысячи и сотни км³) объемов.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Общий объем раннедевонских формаций составляет 430000 км³, что соответствует 43 % вулканических накоплений пояса. Для раннего девона характерна гомодромная последовательность формаций с появлением существенно риолитоидных на поздней стадии. Формаций относятся к слабо, умеренно, а в северо-восточном звене и к существенно контрастным.

Формации больших объемов

Дацито-андезитоидная формация распространена на площади 150000 км² в субширотном и юго-западном звеньях (рис. 11). Сменяя в латеральном направлении базальто-андезитоидную и молассовую формации, она наиболее полно представлена в Северо-Бетпакдалинском — Южносарысу-Тенизском районе (мунглинская свита), восточной части Северосарысу-Тенизского района (терригенно-вулканогенные фации тараншинской свиты), Карагандинском и Баянаульском районах (жарсорская свита). Возраст формации охватывает интервал от второй половины

жедина до конца зигена и ориентировочно составляет 5 млн. лет. Мощность ее в среднем превышает 1000 м. Объем достигает 150000 км³, что составляет около 15 % общего объема вулканитов пояса.

Преобладающими породами являются лавы, в меньшей степени туфы среднего состава. Коэффициент эксплозивности не превышает 30. Андезиитоиды слагают 65 % общего объема формации. Внутри группы соотношения между отдельными видами пород распределяются следующим образом (%): андезитобазальты 2, трахиандезитобазальты 11, андезиты 16, трахиандезиты 36. Причем максимум (29 %) приходится на трахиандезиты и андезиты с содержанием кремнезема 59–61 %. Риолитоиды составляют 26 % объема формации (дациты 11, трахидациты 7, риодациты 2, трахириодациты 5, риолиты 1). Основная породная группа (9 % общего объема) представлена базальтами (2 %), трахибазальтами (7 %). Формация относится к слабоконтрастным. Контрастность подтверждается минимумом на сводной гистограмме (рис. 12), расположенном между основной и средней группами (на интервале 51–53 % содержания кремнезема), а также сонахождением преобладающих субщелочных андезитов с нормально щелочными дацитами. Состав формации не постоянен. В субширотном звене от характеризуется увеличением относительной роли кислой породной группы, объем которой возрастает до 28 % от общего объема. В юго-западном звене несколько увеличивается количество основных вулканитов (до 13 % объема формации) за счет сокращения кислых. Объем андезитов существенно не меняется, сохраняясь на одном уровне (68–71 % объема формации).

Вулканогенные породы ассоциируют с терригенными вулканокластическими, мощность которых составляет 5–20 % общей мощности разрезов. Обломочный материал конгломератов, песчаников и алевролитов имеет автохтонное происхождение, за исключением базальных пачек, включающих обломки подстилающих формацию образований.

Преобладающие лавы среднего состава образуют покровы мощностью до 80–100 м. Основные породы, кроме покровов и потоков, слагают также дайко- и штокообразные субвулканические тела. Дациты обычно тяготеют к верхам разрезов. Пирокластические образования, встречающиеся в подчиненных количествах, представлены туфами среднего и дацитового составов агломератовой, псефитовой и псаммитовой размерности. Состав обломочного материала в них обычно отвечает составу вулканических построек.

Чередование вулканических и терригенных вулканомиктовых пород указывает на прерывисто-пульсационный характер вулканизма. Образование формаций связано с деятельностью полигенных стратовулканов, сформировавшихся в результате последовательных фаз извержений, разделенных периодами относительного покоя. Массовые кратковременные излияния лав чередовались с эксплозивными выбросами бомбового и лапилливого рыхлого материала. В промежутках между извержениями накапливались терригенные отложения – продукты размыва вулканических построек.

Наиболее распространенная андезиитоидная породная группа имеет

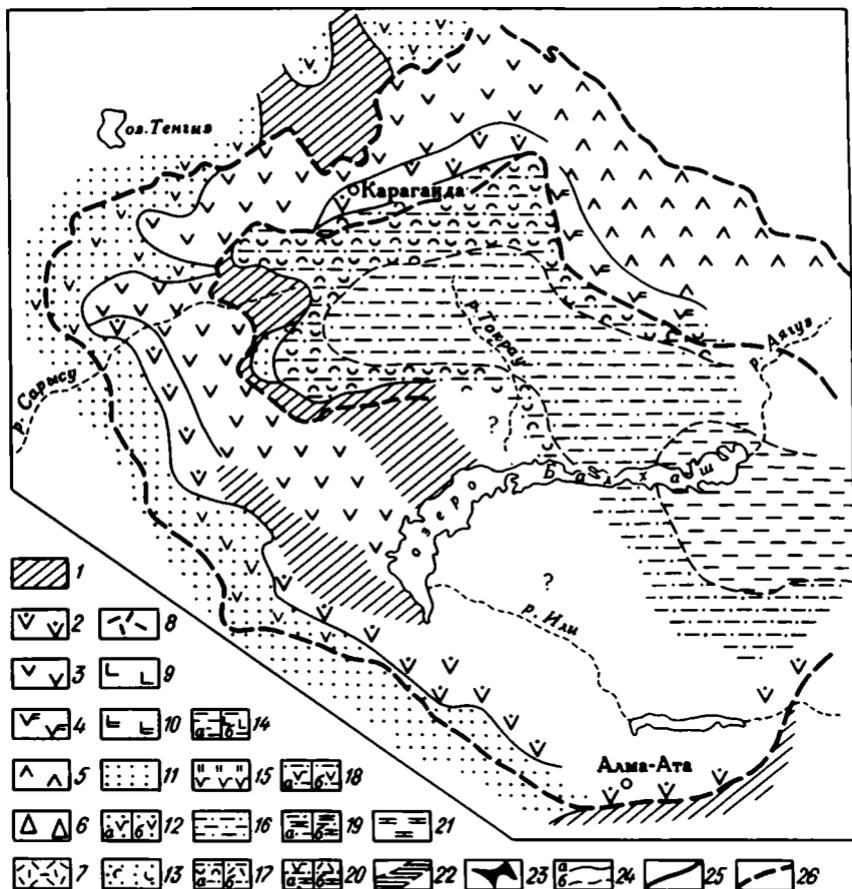


Рис. 11. Схема распространения раннедевонских формаций (поздний жедин – зиген) без учета палинспастических построений.

1 – области отсутствия осадконакопления; 2–10 – формации областей орогенного субэарального вулканогенного и осадочно-вулканогенного осадконакопления (2 – базальто-андезитоидная, 3 – дацит-андезитоидная, 4 – дацит-базальто-андезитоидная, 5 – андезит-риолитоидная, 6 – базальто-андезито-риолитоидная, 7 – риолитоидная, 8 – калиевых риолитов, 9 – риодацит-базальтоидная, 10 – дацит-базальтоидная); 11–13 – формации областей орогенного, терригенного и вулканогенно-терригенного осадконакопления межгорных впадин и внешнего молассового обрамления пояса (11 – пестроцветная и красноцветная молассовая, 12 – вулканогенно-молассовая с вулканитами базальтового – андезитового (а) и преимущественно андезитового (б) состава, 13 – то же, с вулканитами преимущественно риолитового состава); 14–18 – формации областей эвгеосинклинального морского осадочного и вулканогенно-осадочного осадконакопления (14 – кремнисто-глинистая (а), в том числе базальто-кремнисто-глинистая (б), 15 – вулканогенно-кремнистая и удаленно-кремнистая, 16 – терригенная флишоидная, 17 – та же с туффитами и туфами кислого состава (а), с вулканитами кислого состава (б), 18 – та же с вулканитами преимущественно андезитобазальтового (а) и андезитового (б) состава); 19–23 – формации областей субплатформенного и многоэосинклинального морского осадочного и вулканогенно-осадочного осадконакопления (19 – карбо-

натриево-терригенная (а) и терригенно-карбонатная (б), 20 — те же с вулканитами андезитобазальтового (а) и кислого (б) состава, 21 — карбонатная, 22 — глинисто-кремнисто-карбонатная, 23 — субщелочных оливиновых базальтов; 24 — границы областей осадконакопления и субазральных (а) и морских (б) формаций; 25 — Центрально-Казахстанско-Салтатсайско — Южно-Джунгарская система сдвигов; 26 — контуры Казахстанского девонского пояса на современном эрозионном срезе

отчетливо проявленный субщелочной, калиево-натриевый, высокоглиноземистый, мезократовый и умеренно низкотитанистый петрохимический уклоны (99 %) *.

В базальтоидах, кроме преобладающих субщелочных пород, присутствуют породы нормального ряда. Группа характеризуется калиево-натриевым и высокоглиноземистым уклонами (99 %). Лейкократовые разности преобладают над мезократовыми, умеренно магниевые над умеренно железистыми. Базальтоиды относятся к умеренно низкотитанистым (более 99 %).

Для риолитоидной группы характерно присутствие пород нормального и субщелочного рядов. Преобладают нормальные породы. Группа имеет калиево-натриевый, весьма высокоглиноземистый и весьма низкотитанистый уклоны (99 % и более).

Риолитоидная формация весьма широко распространена в субширотном звене. Она объединяет желтымесскую и семизбугинскую свиты нижнего девона. Менее развита формация в юго-западном звене. В виде сравнительно узкой полосы она протягивается от северной границы звена к западному побережью оз. Балхаш (рис. 13). В ее состав входят желтымесская, куеликаринская свиты и верхнекоктасская подсвита (в существенно вулканогенных фациях). В западной части звена во внешней зоне пояса формация тесно ассоциирует с одновозрастной пестроцветной молассой, постепенно замещаясь ею. Вулканиды кислого состава образуют среди терригенных пород слои и пачки (верхнекоктасская подсвита) и лишь в отдельных районах преобладают по объему над осадочными породами (кастекская свита в Заилийском вулканическом районе). Формация без видимого несогласия перекрывает базальто-андезитоидную и дацито-андезитоидную и лишь на ограниченных по площади участках переходит на более древнее основание.

Общая площадь распространения формации составляет 165 000 км². Мощность в субширотном звене достигает 3000 м, местами превышая эту величину, в юго-западном звене более 1000 м. В западном направлении в сторону "молассового обрамления" пояса отмечается увеличение мощности до 2000—2500 м за счет появления пачек обломочных пород. Общий объем формации оценивается в 190 000 км³, что составляет 19 % общего объема пояса.

Образование формации происходило в раннеэзское время, ориентировочно в течение 5 млн. лет.

* Здесь и далее — при описании петрохимических особенностей цифра с % в скобках отвечает доверительному уровню.

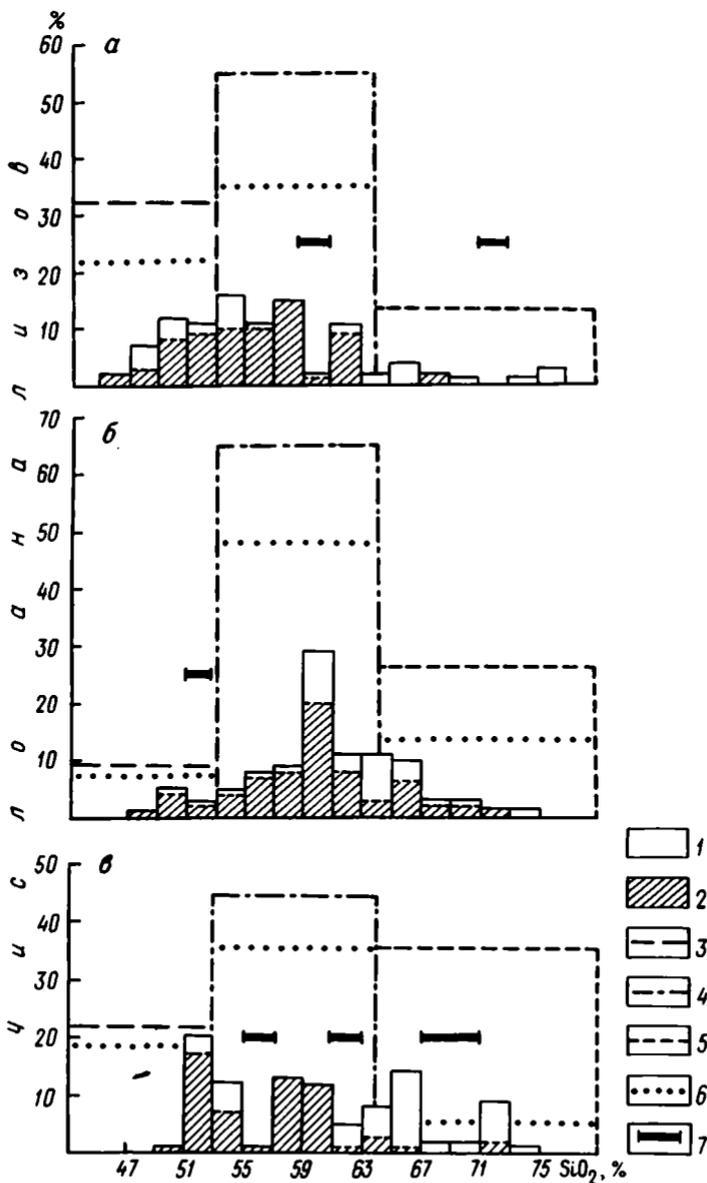


Рис. 12. Гистограммы распределения пород по содержанию кремнезема и щелочей и составы нижнедевонских формаций.

а – базальто-андезитоидная (187 ан.), *б* – дацито-андезитоидная (217 ан.), *в* – дацито-базальто-андезитоидная (104 ан.).

1, 2 – породы (1 – нормального ряда, 2 – субщелочного); 3–5 – общее количество пород основной (3), средней (4), кислой (5) групп; 6 – количество субщелочных пород в каждой породной группе; 7 – минимумы между разными видами, семействами и группами пород

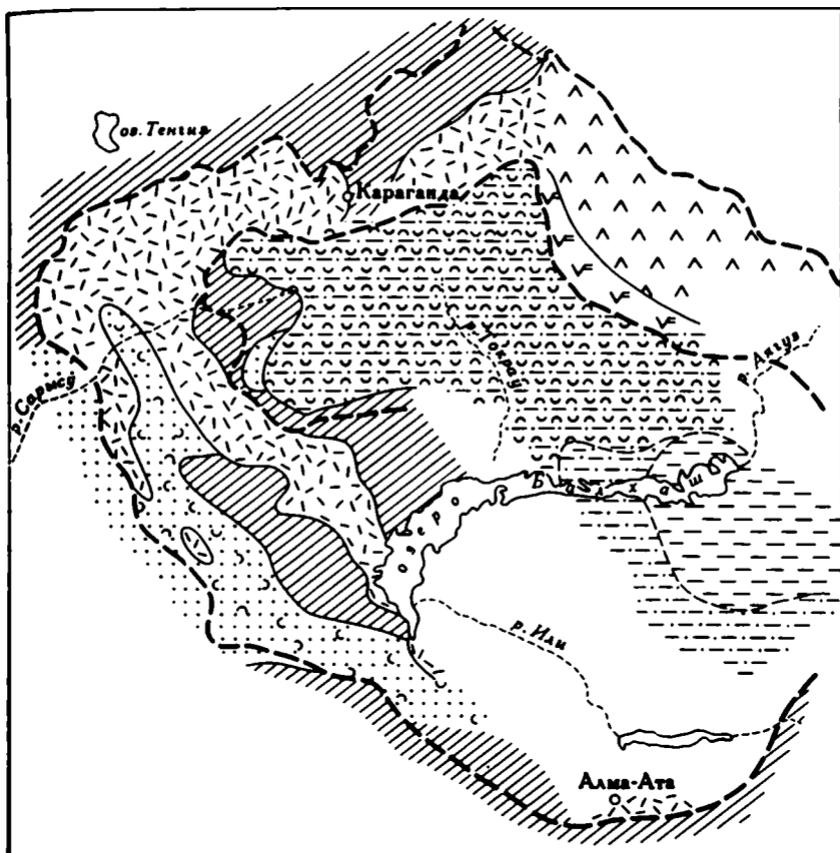


Рис. 13. Схема распространения раннедевонских формаций (эмс, без учета палинепатстических построений).

Усл. обозначения см. на рис. 11

Формация относится к слабоконтрастным. Резко преобладают кислые породы, составляющие 88 % всего количества вулканитов (из них 52 — породы нормального ряда и 36 — субщелочного). По отдельным видам объемы распределяются следующим образом (%): дациты 2, трахидациты 6, риодациты 10, трахириодациты 18, риолиты 39, трахириолиты 13. Максимальным распространением пользуются трахириолиты и риолиты с содержанием кремнезема 73—75 %, составляющие 27 % общего объема (рис. 14). На долю средней группы приходится 9 % общего объема, в том числе (%): трахиандезитобазальты 1, андезиты 1, трахиандезиты 4, трахиты 3. Породы основной группы, встречающиеся почти исключительно в субширотном звене, не превышают 3 % общего объема формации и представлены трахибазальтами.

Специфическими особенностями, характеризующими формацию, являются:

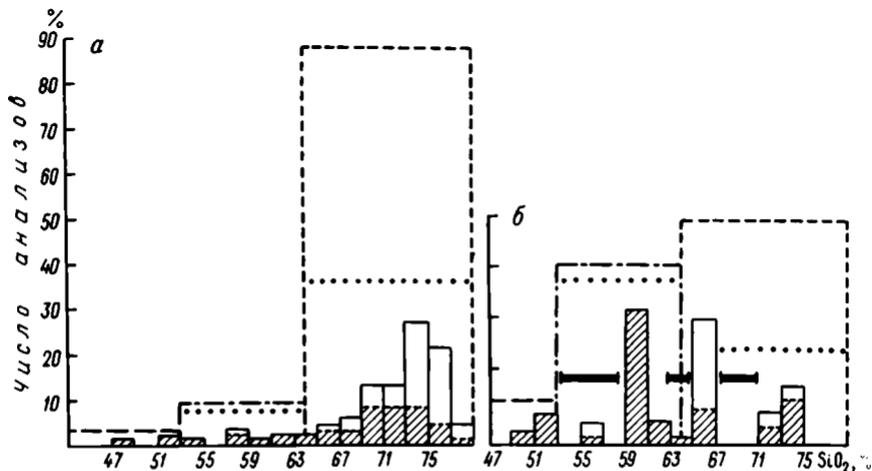


Рис. 14. Гистограммы распределения пород по содержанию кремнезема и щелочей и составы нижнедевонских формаций.

а – риолитоидная (288 ан.), б – андезито-риолитоидная (60 ан.).

Усл. обозначения см. на рис. 12

1) однообразное строение, определяемое преобладающей ролью краснокаменноизмененных лав, туфолав и игнимбритов риодацитового и риолитового состава. Геологические соотношения девонских игнимбритов пояса с лавами и туфолавами, широко распространение игнимбритовых субвулканических тел, тесная связь их в более молодых формациях с автоматическими брекчиями, слагающими секущие тела, свидетельствуют о первично лавовом происхождении. Вариации структур базиса, реликты псевдовитрокластического пепловидного строения определяются процессами ликвации и трактуются П.В. Иншиным как структуры "эмульсионного" типа. Породы связаны взаимопереходами как в разрезе так и по латерали. Они образуют мощные (десятки и первые сотни метров) покровы, отличающиеся друг от друга только окраской;

2) резкая подчиненность пирокластических отложений остальным фаціальным разновидностям. Мощные агломератовые и зернистые туфы наблюдаются на ограниченных площадях (Баянаульский район), где они ассоциируют с грубослоистыми и несортированными осадочно-пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами типа лахаровых брекчий;

3) широкое распространение крупных различных по морфологии (силлы, штоки, лакколиты и лополиты) субвулканических тел, сложенных лавами и игнимбритами. От пород собственно эффузивной фации тела отличаются секущими взаимоотношениями, формой отдельности, незначительными вариациями состава, иногда текстурно-структурными особенностями и ориентировкой в пространстве полосчато-линейных текстур;

4) выдержанность по площади мощности лавовых и игнимбритовых накоплений;

5) отсутствие четких признаков жерловин и вулканических центров. Исключение составляет Баянаульский район, где по изменению размера обломочного материала в пирокластических отложениях, лахаровым брекчиям и другим признакам устанавливаются прижерловые фации и реконструируются вулканические аппараты;

6) антидромная последовательность вулканизма, в отдельных случаях нарушаемая. В районах площадного развития лавово-игнимбритовых накоплений (Южносарысу-Тенизский и Северо-Бекпакалинский) она определяется по прорыванию стратифицированных кислых лав и игнимбритов субвулканическими телами, наиболее поздние генерации которых имеют кварцево-трахитовый и трахидацитовый состав. В районах с относительно "пестрым" разрезом (север Южносарысу-Тенизского, Северосарысу-Тенизский, Карагандинский) отдельные маломощные прослои и пачки средних и основных эффузивов появляются в верхах формации.

Рассматриваемая формация слагала обширные риолитовые плато, образование которых было связано с деятельностью многочисленных моноклиновых вулканов трещинного и центрального типа, группирующихся вдоль ослабленных тектонических зон внутри крупных вулканотектонических депрессий (по системам кольцевых и радиальных разрывов, отдельным глубинным разломам). Извержения кислых лавово-игнимбритовых масс происходили в результате единого одноактного поднятия на земную поверхность всей массы магматического материала из очагов и имела ареальный характер. По окраинам риолитовых плато существовали единичные полигенные вулканы центрального типа. Эти вулканы, кроме лав, поставляли и разнородный тефроидный материал.

Петрохимически риолитоиды имеют нормальный и субщелочной уклон с преобладанием пород нормального ряда. Они принадлежат к калиево-натриевой серии и весьма высокоглиноземистому типу (более 99 %), являются крайне низкотитанистыми (более 99 %). Очень важно подчеркнуть резкое отличие кислых пород формации по титанистости от всех других раннедевонских формаций, обладающих в основном весьма низкотитанистым уклоном. Это обстоятельство является важным дополнительным доводом в пользу обособления описываемой ассоциации в самостоятельную формацию и отделения ее от подстилающих формаций. Общий уровень агпаитности несколько выше, чем в риолитоидных породах дацито-андезитоидной формации.

Породы средней группы по общей щелочности, соотношению калия и натрия, глиноземистости (субщелочной, калиево-натриевой, высокоглиноземистый уклон), коэффициенту агпаитности идентичны дацито-андезитоидной формации. Отличия проявляются только в степени меланократовости и титанистости. Помимо мезократовых, присутствуют и лейкократовые породы. Все прочие раннедевонские ассоциации устойчиво мезократовые. Породы имеют меньшую титанистость, что выражается в появлении, кроме преобладающих умеренно титанистых, и весьма низкотитанистых разностей.

Базальтоиды, судя по единичным анализам, не имеют полного сходства с другими раннедевонскими ассоциациями. Они относятся к субщелоч-

ному ряду, приближаясь к существенно андезитойдной формации Предчингизья, но отличаясь от раннедевонских формаций других звеньев. Кроме пород калиево-натриевой серии, появляются и натриевые. Базальтоиды высокоглиноземистые, лейкократовые. Примерно поровну присутствуют умеренно магниевые и умеренно железистые, весьма и умеренно низкотитанистые разновидности.

ФОРМАЦИИ МАЛЫХ ОБЪЕМОВ

Базальто-андезитойдная формация распространена вдоль внутренней границы субширотного звена и вдоль внешней — юго-западного (см. рис. 11) в Шешенькаринской, Акшагатской и Южножалаир-Найманской "базальтовых" зонах. Положение ее контролируется Спасской и Жалаир-Найманской системами глубинных разломов. По латерали формация, объединяющая нижнекоктасскую, среднекоктасскую подсвиты, мунглинскую и шешенькаринскую свиты нижнего девона, сменяется одновозрастной пестроцветной молассой и дацитой-андезитойдной формацией. Время формирования охватывает возрастной интервал от второй половины жедина до конца зигена и ориентировочно составляет 5 млн. лет. Площадь распространения 30000 км². Мощности стратифицированных накоплений достигает 2000 м. Объем вулканических пород 40000 км³, что соответствует 4,0 % общего объема.

Главная роль принадлежит грубо-линзовиднослоистым лавам и туфам среднего и основного состава. Лавы преобладают над пирокластами. Формация имеет низкий коэффициент explosивности, не превышающий 20. Меньшим распространением пользуются кислые вулканы (лавы, редко туфы), образующие единичные маломощные прослои среди пестроцветных терригенных пород в низах разрезов. Последнее определяет антидромную последовательность вулканогенных образований. Повсеместно вулканы ассоциируют с вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, алевритами.

Состав магматической части формации отражен на рис. 12. На долю основной группы приходится 32 % общего объема, из них базальты составляют 10, субщелочные оливиновые базальты 7, трахибазальты 15. В средней группе (55 % общего объема) преобладают трахиандезитобазальты и трахиандезиты (20 и 25 %). Андезитобазальты и андезиты составляют соответственно 7 и 3 %. Кислая группа представлена дацитами и риолитами (6 и 4 %) нормального ряда. Минимумы на гистограмме распределения пород по содержанию кремнезема, указывающие на контррастность формации, соответствуют интервалам 59—61 и 71—73 %, обозначающим андезитой-дацитовую и риолитовую части средней и кислой групп. Состав формации не постояен в различных "базальтовых" зонах. В Акшагатской и Южножалаир-Найманской преобладают трахиандезиты (30 % общего объема), в то время как в Шешенькаринской резко возрастает количество трахиандезитобазальтов (43 %). Относительный объем базальтов не меняется (1/3 всех вулканогенных пород формации).

Образование формации связано с извержениями полигенных вулканов центрального типа. Центры вулканической деятельности располагались вдоль систем глубинных разломов. Реликты вулканических построек, сохранившихся от уничтожения последующими тектоническими и эрозионными процессами, представляют собой подножия вулканов, где одновременно с вулканическим материалом накапливались продукты их перемыва. Анализ мощностей и фаций показывает, что в стороне от осевой части "базальтовых" зон и по их простиранию происходит быстрое уменьшение мощности лавовых и туфовых покровов, их выклинивание и замещение терригенными образованиями, обломочный материал которых в основном имеет аллохтонное происхождение.

В составе базальтоидной группы присутствуют породы нормального и субщелочного рядов, с преобладанием последнего. Все породы в значительном большинстве (более 99 %) принадлежат к калиево-натриевой серии и имеют высокоглиноземистый уклон. По общей меланократовости породы относятся к лейко- и мезократовым. Преобладают последние. Характерен умеренно магниевый и умеренно низкотитанистый уклоны (более 99 %).

Средняя группа имеет субщелочной, калиево-натриевый, высокоглиноземистый, мезократовый и умеренно низкотитанистый уклоны.

В отличие от пород среднего и основного состава, среди которых преобладают субщелочные образования, дациты и риолиты, незначительно распространенные в формации, относятся к нормальному ряду (более 99 %), что подчеркивает контрастность формации. Группа принадлежит к калиево-натриевой серии и обладает весьма высокоглиноземистым уклоном. Породы относятся к крайне низкотитанистым и весьма низкотитанистым, с преобладанием последних.

Дациито-базальтово-андезитоидная формация распространена в северо-восточном звене в Айгыржальской "базальтовой" зоне, вдоль границы звена с Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системой (см. рис. 11 и 13). Размещение ее контролируется Акбастауским глубинным разломом. Площадь распространения 14000 км². Формация, объединяющая ниже- и верхнеайгыржальскую подсвиты, в Джунгаро-Балхашской системе замещается по латерали морской терригенной, а во внешней зоне северо-восточного звена — андезито-риолитоидной формацией. По времени формирования, составляющему ориентировочно 10—11 млн. лет, она соответствует в субширотном звене раннедевонским андезитоидной и риолитоидной формациям. Мощность формации превышает 2000 м. Объем ее 40000 км³, что соответствует 4 % общего объема вулканогенных накоплений пояса.

Формация образована переслаивающимися потоками и покровами средних, кислых и основных вулканитов нормальной и повышенной щелочности, разнообразными по морфологии и составу субвулканическими и жерловыми телами. Среди вулканитов преобладают лавы. Пирокластические отложения, составляющие до 20—30 % объема формации, приурочены в основном к ее верхней части. Терригенные вулканомиктовые и туфогенные отложения распространены незначительно. Они

тяготеют к базальным слоям и верхам формации. Количество их не превышает 5—10 % общего объема.

По составу среди вулканогенных образований преобладает андезитовидная группа — 44 % общего количества вулканитов. На долю кислой приходится 35 %, основной — 21 %. По отдельным семействам и видам пород соотношения следующие (%): базальты 3, субщелочные оливиновые базальты 1, трахибазальты 17, андезитобазальты 5, трахиандезитобазальты 7, андезиты 4, трахиандезиты и трахиты 28, дациты 19, трахидациты 3, риодациты 10, трахириодациты 2, риолиты 1. Резко преобладают трахиандезиты, трахибазальты и дациты.

Формация относится к существенно контрастным. Дискретные соотношения между отдельными типами пород на гистограмме распределения кремнезема и щелочей (см. рис. 12) наиболее отчетливо устанавливаются между андезитобазальтами и андезитами (минимум на интервале 55—57 % кремнезема), между андезитами и дацитами (на интервале 61—63 %), между дацитами и риодацитами (на интервале 67—71 %). Так же, как и в описанных формациях, обращает на себя внимание соотношение в одних разрезах субщелочных пород средней и основной групп с породами кислого состава нормального ряда.

Вулканогенные образования разного состава размещены неравномерно. В одних случаях разрез начинается с лав и туфов кислого состава, сменяющихся пачками андезитов, андезитобазальтов, с прослоями базальтов и туфов среднего состава. В других — в основании залегают основные эффузивы, содержащие прослои андезитов, туфов кислого и среднего состава. В верхах формации лавы и туфы риолитоидов преобладают.

Петрохимически формация отличается от базальтодержающих андезитовидных формаций субширотного и юго-западного звеньев. Эти отличия проявляются при сравнении особенностей основных пород. Базальтоиды формации характеризуются преобладанием субщелочных пород (более 99 %). В близких по возрасту и составу формациях субширотного и юго-западного звеньев отмечаются как субщелочная, так и нормальная ветки дифференциации. В отличие от калиево-натриевого уклона описанных выше формаций дацито-базальтово-андезитовидная формация имеет значимо преобладающий натриевый уклон (более 99 %), связанный с площадной альбитизацией основных пород. Наблюдаются отличия по глиноземистости и степени меланократовости. Преобладающим является умеренно глиноземистый и мезократовый уклон (99 %). По соотношению железа и магния (умеренно магнийевые) и титанистости (умеренно низкотитанистые) породы сближаются с базальтоидами раннедевонских существенно андезитовидных формаций соседних звеньев.

Средняя породная группа полностью аналогична другим раннедевонским андезитовидным формациям. Она имеет субщелочной, калиево-натриевого, высокоглиноземистый, мезократовый и умеренно низкотитанистый петрохимический уклоны (более 99 %).

Породы кислой группы по общей щелочности (нормальный ряд), соотношения калия и натрия (калиево-натриевая серия), глиноземистости (весьма высокоглиноземистый уклон) сходны с кислыми породами

базальто-андезитоидной формации. Отличие проявляется только в титанистости. В формации преобладают весьма низкотитанистые породы.

Андезито-риолитоидная формация выделяется в северо-восточном звене и объединяет айгыржальскую и баянаульскую свиты нижнего девона. Она слагает сохранившиеся от размыва крупные останцы ранее единого, пользующегося площадным распространением, структурно-формационного комплекса (см. рис. 11 и 13). Эти останцы, на значительные расстояния удаленные друг от друга, в структурном отношении представляют округлые блюдцеобразные синклинали, наложенные на позднекаледонские образования. Наиболее крупные участки распространения формации сохранились в Алкамергенском антиклинории, Эдрейском и Абралинском синклинориях. Реконструированная площадь распространения 36000 км². Средняя мощность 0,5 км. Общий объем — около 20000 км³, что соответствует 2 % общего объема вулканитов пояса. Формация в латеральном направлении вкрест простирания основных Чингизских структур замещает дацито-базальто-андезитоидную. Время формирования оценивается в 10—11 млн. лет.

Характерной особенностью формации является значительная по сравнению с описанными ассоциациями роль пирокластических образований, преобладающих над лавами. Соотношение лав и туфов не постоянно. На отдельных участках коэффициент эксплозивности достигает 80 %. Пирокласты представлены туфами среднего и кислого состава, среди которых встречаются все разности — от агломератовых до пепловых. Помимо туфов, широко распространены кислые туфолавы.

Кислая группа составляет 50 % объема формации, в том числе 22 % приходится на субщелочные породы. По отдельным видам отмечаются следующие соотношения (%): дациты 22, трахидациты 8, риодациты 3, трахириодациты 4, риолиты 3, трахириолиты 10. Средняя группа составляет 40 % общего объема, из них 38 % субщелочных пород, в том числе — андезитобазальты 3, трахиандезитобазальты 2, трахиандезиты 35. Основная группа занимает 10 % общего объема и представлена субщелочными оливковыми базальтами (5 %) и трахибазальтами (5 %).

Формация относится к существенно контрастным. На сводной гистограмме (см. рис. 14) наблюдается разобченность риодацито-риолитовой и дацитовой частей кислой породной группы. Отсутствуют породы с содержанием кремнезема 67—71 %. В средней и основной группах по минимумам, совпадающим с интервалами 63—65 и 53—59 % SiO₂, отчетливо обособляется андезитовая часть средней группы от кислой и основной. Максимальным распространением пользуются трахиандезиты с содержанием SiO₂ 59—61 % и дациты — трахидациты с содержанием SiO₂ 65—67 %. Контрастность подтверждается также сонахождением субщелочных андезитоидов и дацитов нормального ряда.

Накопление формации связано с отдельными вулканическими центрами, существовавшими вдоль крупных ослабленных зон общечингизского простирания. Эти центры представляли собой полигенные вулканы центрального типа. Многофазовые извержения, в ходе которых мощные эксплозивные выбросы чередовались с сравнительно кратковременными

излияниями лав, приводили к созданию конусовидных стратовулканов и последующим кальдерным просадкам.

Петрохимически формация обнаруживает сходство с другими одно-возрастными формациями, но имеет также и индивидуальные особенности. В кислой группе присутствуют образования субщелочного и нормального рядов, при преобладании последних. Этим она сближается с риолитоидами дацито-андезитоидной и риолитоидной формаций пояса, но отличается от кислых пород "базальтовых" зон, где отчетливо проявляется нормальный уклон. По соотношению калия и натрия и глиноземистости кислые породы формации полностью аналогичны другим раннедевонским формациям. В отличие от прочих раннедевонских ассоциаций в них преобладает умеренно низкотитанистый петрохимический уклон.

Породы средней группы во многом аналогичны андезитоидам дацито-андезитоидной, дацито-базальтово-андезитоидной и базальто-андезитоидной формаций — субщелочной, калиево-натриевой, мезократовой и умеренно низкотитанистый уклоны (более 99 %). Отличия выявляются по глиноземистости. Значимо преобладают (более 99 %) весьма высокоглиноземистые породы.

Основная группа по общей щелочности приближается к дацито-базальтово-андезитоидной формации Предчингизья (субщелочной уклон более 99 %), по соотношению натрия и калия, глиноземистости, меланократовости — к дацито-андезитоидной или базальто-андезитоидной формациями других звеньев (калиево-натриевой, высокоглиноземистый уклоны — 95 %, мезо- и лейкократовой уклоны при преобладании последнего). Индивидуальная черта формации — присутствие, кроме умеренно низкотитанистого уклона, умеренно высокотитанистого, что отличает ее от прочих раннедевонских формаций пояса.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Объем вулканических формаций среднего девона превышает 570000 км^3 , что соответствует 57 % всех вулканитов пояса. При этом около 23 % составляют существенно базальтоидные ассоциации, 34 % — риолитоидные. В целом они имеют антидромную последовательность. Внутри риолитоидных формаций эволюция вулканизма преимущественно также антидромная, в базальтоидных обнаруживаются проявления как антидромной, так и гомодромной. Все формации являются контрастными, состоящими из двух или трех породных групп (рис. 15, 16). Базальтоидные ассоциации относятся к существенно контрастным, риолитоидные — к слабо- и умеренно контрастным.

Формации больших объемов

Риодацито-базальтоидная формация широко распространена в субширотном и юго-западном звеньях (рис. 17, 18). В субширотном звене она развита вдоль внутренней границы пояса в Жаманкон-Карз

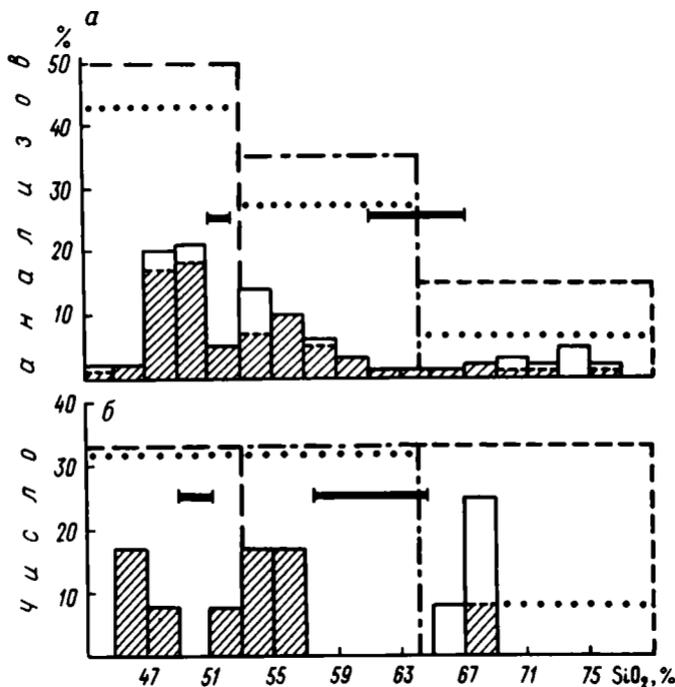


Рис. 15. Гистограммы распределения пород по содержанию кремнезема и составы среднедевонских формаций.

а — риодацито-базальтоидная (219 ан.), б — дацито-базальтоидная (12 ан.).
Усл. обозначения см. на рис. 12

гандинской "базальтовой" зоне. Формация объединяет салкинтаускую свиту среднего девона, среднеталдысайскую подсвиту живетского яруса. В юго-западном звене она включает среднедевонские теренсайскую, акшагатскую, курманчтинскую, сугандинскую, кургакшолокскую свиты, развитые в Кызылжарской, Кызылсоксской, Кендыктасской "базальтовых" зонах.

Возраст формации и длительность ее формирования в отдельных звеньях и зонах различные. В южной части Жаманкон-Карагандинской зоны она накапливается в течение эйфельского и живетского веков за время 16 млн. лет (салкинтауская свита). На северном крыле этой зоны происходит "омоложение" возраста нижней границы формации, соответствующей рубежу эйфеля и живета. Накопление ее происходит в первую половину живетского века в течение 4–5 млн. лет. Эйфельская часть салкинтауской свиты замещается на северном крыле либо пестроцветной молассой (нижнеталдысайская подсвита), либо нижней частью базальто-андезито-риолитоидной формации (куртозекская и низы жандыбулакской свит).

В юго-западном звене возраст формации живетский (теренсайская, акшагатская, кургакшолокская и сугандинская свиты) и только в Чуйс-

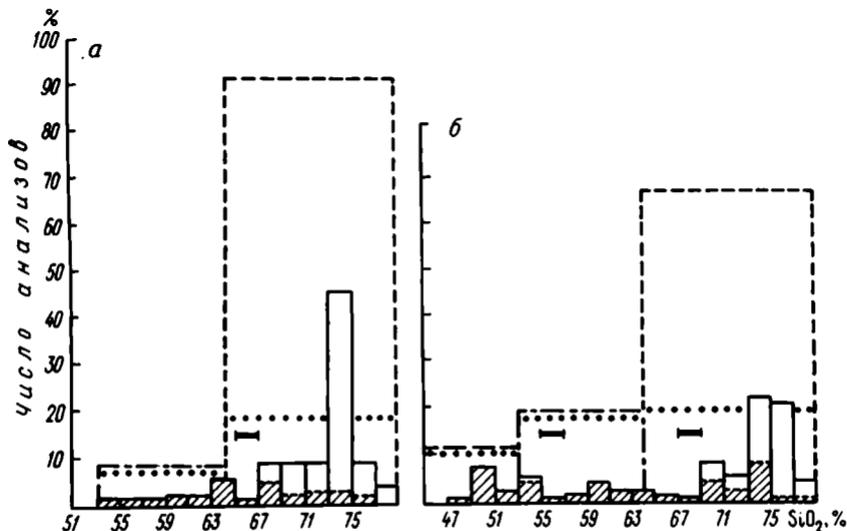


Рис. 16. Гистограмма распределения пород по содержанию кремнезема и щелочей среднедевонских формаций.

а — риолитоидная (141 ан.), б — базальто-андезито-риолитоидная (150 ан.).

Усл. обозначения см. на рис. 12

ком районе вдоль границы с Жалаир-Найманским базальтовые вулканы, слагающие формацию, накопились в эйфельское время (курманчинская свита).

Максимальная площадь распространения достигает 90 000 км², мощность от 1000 до 2500 м. Объем вулканогенных накоплений составляет 210 000 км³, или 21 % общего количества вулканитов пояса.

Несмотря на разобщенность зон развития, относительную разновозрастность и различную продолжительность формирования, формация обладает однотипными чертами строения и особенностями. Основной из них является преобладание собственно эффузивной, субвулканической и жерловой фаций миндалекаменных и пористо-пузыристых шлаковидных лав среднего и основного состава. Крупные миндалины выполнены обычно агатом. Лавы образуют мощные протяженные покровы и пачки, разделенные прослоями пестроцветных терригенных пород. Обломочный материал песчаников и алевролитов имеет в основном автохтонное происхождение. Крайне незначительно распространены кислые породы, представленные дацитами и игнимбритами риодацит-риолитового состава. Маломощные прослои кислых и средних туфов среди лав основного и среднего состава определяет весьма малую величину коэффициента эксплозивности, не превышающую 2–3 %. Исключением является Чуйская зона, где кислые вулканиты составляют до 50 % объема формации.

Из пород основной группы 43 % приходится на субщелочные образования. По видам и семействам распределения следующее (%): базальты 7,

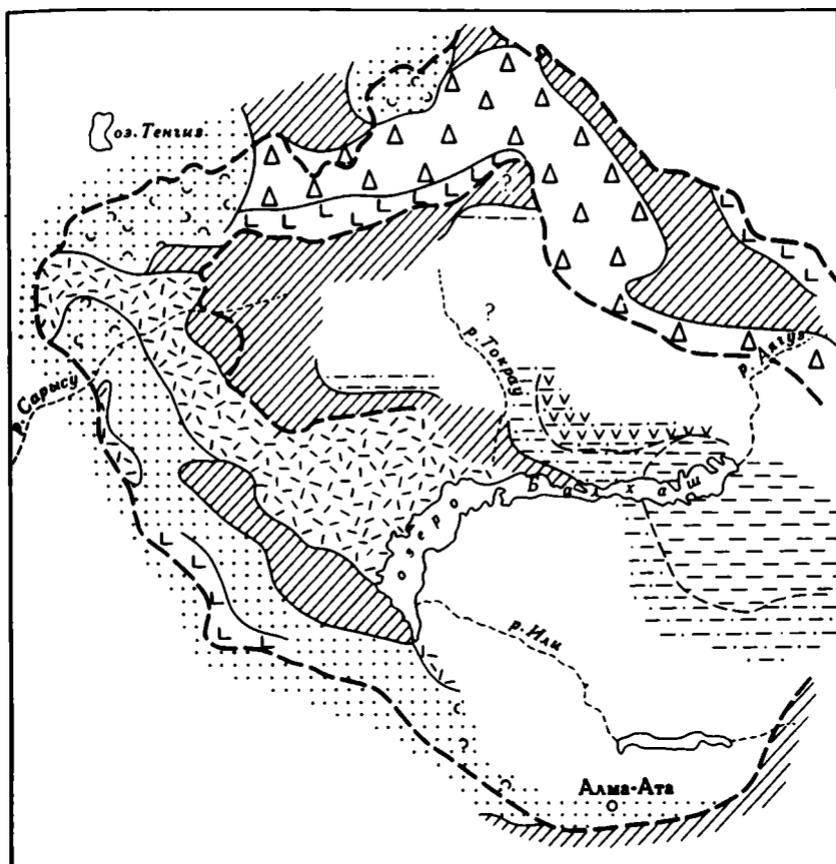


Рис. 17. Схема распространения эйфельских формаций (без учета палинспастических построений).

Усл. обозначения см. на рис. 11

субщелочные оливиновые базальты 13, трахибазальты 30. На долю андезитовидной группы приходится 35 % общего объема, из них 27 % субщелочных пород. Кислая группа составляет 15 % общего объема, в том числе (%): трахидациты 2, риодациты 3, трахириодациты 3, риолиты 6, трахириолиты 1.

Формация относится к существенно контрастным. Дискретные соотношения устанавливаются между основной и средней группами по отчетливо выраженному на гистограмме распределения (см. рис. 15) минимуму, соответствующему интервалу 51–53 % SiO_2 , и между андезитоидами и риодацит-риолитовой частью кислой группы по минимуму на интервале 61–67 % SiO_2 . Максимальным распространением пользуются субщелочные базальтоиды с содержанием кремнезема 47–51 % и субщелочные андезитобазальты с содержанием SiO_2 55–57 %.

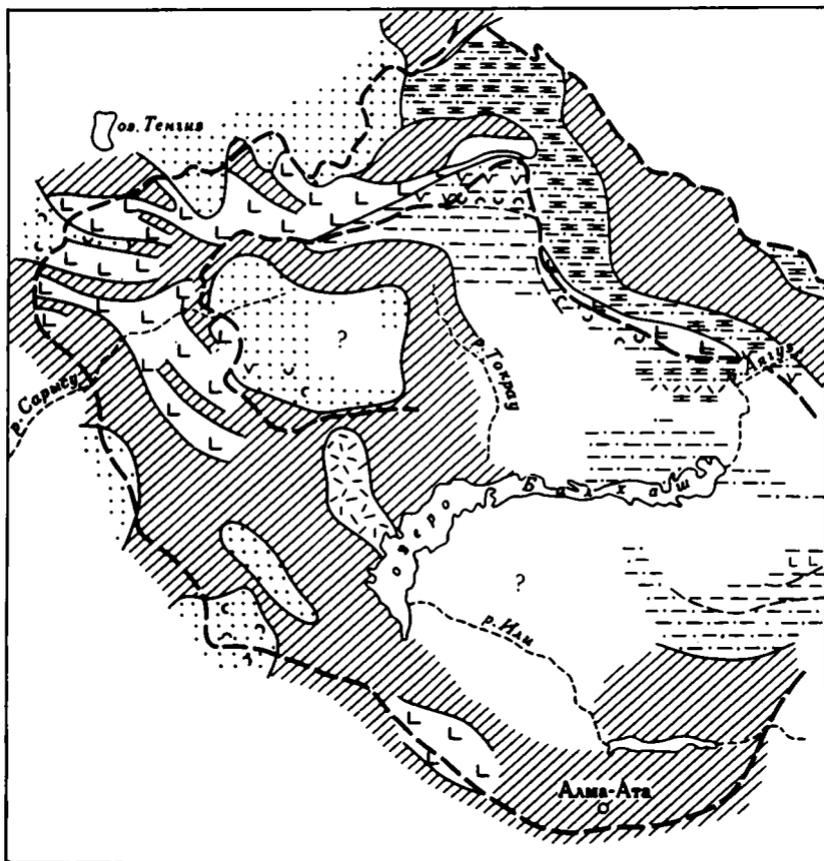


Рис. 18. Схема распространения живетских формаций (без учета палинспастических построений).

Усл. обозначения см. на рис. 11

Однотипный набор форм залегания (обширные лавовые покровы), устойчивые особенности состава лав, малое количество пирокластического материала указывают на связи формирования с моногенными трещинами, многовыводными ареальными и щитовыми вулканами. Переменяемость вулканогенных образований и осадочных терригенных пород свидетельствует о кратковременных прерывисто-пульсационных извержениях, формировавших вулканическое плато.

Петрохимическая характеристика формации определяется особенностями преобладающих в составе формации основных и средних эффузивов. Базальтоидная группа обладает субщелочным уклоном (99%). Породы относятся к калиево-натриевой серии (99%). Присутствуют как умеренно, так и высокоглиноземистый типы. Высокоглиноземистый тип несколько преобладает. Группа является отчетливо мезократовой

(99 %) . Кроме умеренно магнезиевого, присутствует умеренно и высокожелезистый уклоны, с преобладанием умеренно железистого. Встречаются как умеренно низкотитанистые, умеренно высокотитанистые, так и весьма высокотитанистые разности. Преобладают умеренно высокотитанистые породы. Обращают на себя внимание резкие отличия базальтоидов формации от основных пород раннедевонских базальтоидных андезитовидных формаций. Эти отличия выражаются в мезократовости, более высокой железистости и титанистости пород.

Средняя группа имеет субщелочной, калиево-натриевый, высокоглиноземистый, мезократовый и умеренно низкотитанистый уклоны (более 99 %) . В риолитоидной группе нормально щелочные породы преобладают над субщелочными. Они относятся к калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистому и крайне низкотитанистому типам (99 % и более) . Эта группа отличается от риолитоидов раннедевонских существенно андезитовидных формаций пониженными содержаниями двуоксида титана.

Риолитоидная формация развита в пределах юго-западного звена на территории Южносарысу-Тенизского — Северо-Бетпакдалинского, Западно-Балхашского и на юге Жалаир-Найманского районов (см. рис. 17, 18), где она объединяет угузтаузскую, карасайскую и моинтинскую свиты среднего девона. В западном направлении к краю пояса и в субширотном звене она по латерали сменяется пестроцветной вулканогенно-молассовой формацией, в которой вулканиты риолитоидного состава играют подчиненную роль (дегрезская свита и нижнеталдысайская под-свита) . Общая площадь распространения составляет 75000 км², мощность 3500—4000 м, общий объем вулканогенных накоплений 190000 км³, или 19 % объема вулканитов пояса.

Возраст формации в основном эйфельский, и только в Западно-Балхашском районе эйфельский и живетский (за счет моинтинской свиты, надстраиваемой эйфельскую часть разреза) . Время ее формирования ориентировочно оценивается в 8—16 млн. лет.

Среди вулканогенных образований преобладает кислая группа, в которой основное значение имеют автомагматические брекчии и игнимбриты. Риолитоиды составляют 92 % объема формации, из них 73 породы нормального ряда, 19 — субщелочного. На долю дацитов приходится 3, трахидацитов 6, риодацитов 16, трахириодацитов 8, риолитов 54, трахириолитов 5 %. Максимально распространены породы с содержанием кремнезема 73—75 %.

Средняя группа составляет 8 % общего объема, в том числе андезитобазальты 1, трахиандезитобазальты 1, трахиандезиты и трахиты 6.

Формация относится к слабоконтрастной. Дискретные соотношения устанавливаются между средней и кислой группами по четко выраженному минимуму на гистограмме распределения, соответствующему интервалу 65—67 % кремнезема.

Среднедевонская риолитоидная формация имеет много общих особенностей с раннедевонской. Отдельные разновидности пород, особенно лав и игнимбритов кислого состава, встречающиеся в обеих формациях,

ничем не отличаются друг от друга, но имеются и принципиальные отличия. Во-первых, это статистически различный "удельный вес" субщелочных пород среди кислых пород. В среднедевонской формации он вдвое меньше, чем в раннедевонской. Во-вторых, для нее характерно широкое распространение автомагматических брекчий.

Автомагматические брекчии слагают стратифицированные толщи и жерлово-субвулканические тела. Разделение жерловых и субвулканических фаций невозможно вследствие крайнего однообразия состава и структурно-текстурных особенностей. Тела изометричной и вытянутой формы встречаются как среди разновозрастной покровной фации, так и в более древних формациях, включая фундамент пояса. На более глубоких эрозионных срезах размеры секущих тел автомагматических брекчий резко уменьшаются, что объясняется их силлообразной, лаколито- и лополитообразной морфологией.

Для покровных фаций характерно переслаивание мощных (десятки и сотни метров) покровов автомагматических брекчий с продуктами их выветривания и последующего переотложения, представленных вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, обломочный материал которых имеет тот же минеральный состав, что и состав кристаллокластической части автомагматических брекчий. Продукты переотложения обладают ритмичной слоистостью, часто градационного типа, сортировкой обломочного материала по размеру и составу и явно осадочным цементом.

Помимо автомагматических брекчий и игнимбритов, присутствуют также и лавы риолитов и риодацитов. В верхней части формации на уровне моинтинской свиты встречаются единичные потоки андезитобазальтов, андезитов, их субщелочных аналогов, мощность которых не превышает 20—25 м.

Палеовулканологическая обстановка в период образования формации определяется ареальной системой моногенных аппаратов трещинного и центрального типов. Трещинные излияния обнаруживают связь с ослабленными тектоническими зонами, ориентированными часто поперек общего простирания звена. Наиболее отчетливо такая связь проявляется в Южносарысу-Тенизском районе, где положение субвулканических тел автомагматических брекчий контролируется разрывами Спасского и Сарысу-Тенизского направления.

В петрохимическом отношении среднедевонская риолитоидная формация сходна с раннедевонской. Основным отличием является нормально щелочной петрохимический уклон кислой породной группы (более 99%), а также значимо преобладающий мезократовый уклон (99%) андезитов и присутствие среди них, помимо весьма и умеренно низкотитанистых, умеренно высокотитанистых пород.

Базальто-андезито-риолитоидная формация развита в северо-восточном и субширотном звеньях. Объединяя иргайлинскую, жиландыбулакскую и вулканогенные фации куртозекской свиты, она наиболее полно представлена в Предчингизском, Чингизском и Баянаульском районах (см. рис. 17). Площадь распространения формации составляет

77000 км², мощность достигает 3000–3200 м, общий объем вулканогенных образований 150000 км³, или 15 % всех вулканитов пояса.

Залегая с угловым и параллельным несогласием на раннедевонских вулканических формациях и более древних образованиях фундамента пояса (в Чингизском районе), она в субширотном звене по латерали в направлении к внешней границе сменяет риодацито-базальтоидную формацию (салкинтаускую свиту), по простиранию звена с запада на восток — пестроцветную молассу (нижнеталдысайскую подсвиту). В Баянаульском районе происходит замещение ее различных частей лагунной и прибрежно-морской карбонатно-терригенными формациями (осадочные фации куртозекской свиты, чадринская и акбастауская свиты).

Возраст формации в северо-восточном звене эйфельский, в субширотном звене эйфельский и живетский. Время ее формирования составляет 8–16 млн. лет. Верхняя граница проходит на разных геохронологических уровнях, постепенно понижаясь при переходе из субширотного в северо-восточное звено.

Формация образована переслаивающимися покровами вулканитов разного состава, прослоями вулканогенно-осадочных пород, многочисленными преимущественно кислыми субвулканическими телами штоко-, дайко- и силлообразной формы. В составе вулканических образований преобладает кислая группа, составляющая 68 % всей формации (49 % пород нормального ряда, 19 % — субщелочного), в том числе (%): дациты 3, риодациты 7, трахириодациты 8, риолиты 39, трахириолиты 11. Средняя группа составляет 20 % общего объема. Из них на андезитобазальты приходится 1, на трахиандезитобазальты 6, трахиандезиты и трахиты 13 %. Базальтоиды составляют 12 % и представлены субщелочными оливиновыми базальтами (5 %), трахибазальтами (7 %).

Формация относится к умеренно контрастным. На сводной гистограмме (см. рис. 16) наблюдаются минимумы между андезитобазальтами и андезитами (на интервале 55–57 % SiO₂) и между дацитами и риодацитами (на интервале 67–69 % SiO₂). Контрастность подчеркивается ассоциацией субщелочных андезитоидов с кислыми породами преимущественно нормального ряда. Внутри породных групп максимумы распространения пород по содержанию кремнезема приходятся на интервалы 73–77, 59–61, 49–51 % SiO₂.

В размещении различных фаций наблюдается определенная закономерность. Во внутренней зоне северо-восточного звена (Предчингизский район) и в субширотном звене в составе формации преобладают пирокластические и вулканогенно-осадочные породы. Коэффициент эксплозивности достигает 70. Лавы и игнимбриты кислого состава, основные и средние эффузиты образуют линзы, быстро выклинивающиеся по простиранию и присутствующие в основном в зонах крупных разломов. В Чингизском районе в строении формации преобладают лавы и игнимбриты риолитоидов. Покровы средних и основных лав достаточно широко распространены и встречаются преимущественно в верхней половине формации, определяя антидромную последовательность вулканизма. Коэффициент эксплозивности не превышает 10–20. Отдельные покровы

кислых туфов, маломощные пачки и прослои вулканомиктовых терригенных пород отмечаются главным образом в низах формации.

Чрезвычайно широко развиты субвулканические и жерловые образования. Площадь их выходов равна 15—20 % площади распространения формации. Субвулканические тела, сложенные в основном риолитоидами, имеют форму пластообразных залежей, изометричных, вытянутых и неправильных штоков, даек. Последние часто образуют пояса среди пород фундамента, ориентированные вдоль разрывов. Жерловые образования встречаются в виде изометричных или вытянутых (в плане) крутопадающих тел кислого состава.

В Баянаульском и Предчингизском районах вулканологическая обстановка в момент образования формации определялась извержениями полигенных стратовулканов, образующих протяженные прерывистые цепи, тяготеющие к зонам главных разломов. Наиболее отчетливо связь с основными разрывными нарушениями — Акбастауским и Айгыржалским — проявляется в пределах Предчингизского района. В Чингизском районе накопление формации связано с моногенными трещинными и центральными аппаратами, существовавшими внутри и по границам крупных вулканических просядок.

В петрохимическом отношении кислая группа, преобладающая в составе формации, полностью идентична среднедевонской риолитоидной формации. На уровне надежности, превышающем 99 %, она имеет нормально щелочной, калиево-натриевый, весьма высокоглиноземистый и крайне низкотитанистый уклоны. Породы средней группы принадлежат к субщелочному ряду, калиево-натриевой серии (более 99 %). Значимо преобладают высокоглиноземистые разности (95 %). По этим параметрам средние вулканыты не отличаются от андезитоидов среднедевонской риолитоидной формации. Основное отличие проявляется в степени меланократовости. В группе, кроме преобладающих мезократовых пород, присутствуют меланократовые и лейкократовые. Базальтоиды обладают субщелочным (более 99 %), калиево-натриевым и натриевым (с преобладанием калиево-натриевого), умеренно глиноземистым и высокоглиноземистым (с преобладанием последнего), мезократовым (97 %), умеренно магниевым и умеренно железистым (с преобладанием умеренно железистого), умеренно высокотитанистым (99 %) петрохимическими уклонами. От раннедевонских базальтоидов они отличаются в первую очередь большей титанистостью; от среднедевонских отличия менее значительны.

Формации малых объемов

Дацито-базальтоидная формация выделяется только вдоль внутренней границы северо-восточного звена в пределах Даганделинской "базальтовой" зоны (см. рис. 18). Она охватывает стратифицированные осадочно-вулканогенные отложения керегежельской свиты и субвулканические тела основного состава, узкой полосой протягивающиеся в Юго-Западном Предчингизье вдоль Акбастауского глубинного разлома. Перекрывающая несогласно базальто-андезито-риолитоидную эйфельскую, эта формация по латерали в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, а в

пределах пояса по вертикали сменяется прибрежно-морской живетско-франской вулканогенно- и карбонатно-терригенной. Площадь распространения вулканогенных образований не превышает 25 000 км². Мощность достигает 1200 м. Общий объем составляет около 20 000 км³, или 2 % всех вулканогенных накоплений пояса. Возраст формации живетский, продолжительность формирования около 8 млн. лет.

Состав может быть дан с определенной долей условности, так как статистическая петрохимическая выборка содержит всего 12 анализов. Из них 1/3 отвечает субщелочным оливиновым базальтам и трахибазальтам, 1/3 — трахиандезитобазальтам и 1/3 — риолитоидам. Формация относится к существенно контрастным. В выборке отсутствуют анализы с содержаниями кремнезема 49—51 и 57—65 % (см. рис. 15).

Вулканогенные породы тесно ассоциируют с вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами и алевролитами. Субщелочные базальты и андезитобазальты образуют мощные (до 600 м) пачки, быстро выклинивающие и замещающиеся осадочными отложениями. Среди лав широко распространены миндалекаменные афировые разности. В отдельных разрезах присутствуют маломощные покровы лав, туфолов и туфов дацитового и риодацитового состава.

Формирование вулканогенных накоплений связано с моногенными аппаратами трещинного типа и единичными небольшими центральными вулканическими конусами, возникавшими на месте прорыва базальтовых и андезитобазальтовых потоков.

Петрохимически все три группы, входящие в состав рассматриваемой формации, имеют те же особенности, что и в среднедевонской риодацитобазальтоидной. Отличия проявляются в натриевом уклоне средних и основных пород, связанном с неравномерной альбитизацией, а также в присутствии среди кислых пород, кроме крайне низкотитанистых и весьма низкотитанистых разностей.

Позднедевонские формации

Позднедевонские формации развиты исключительно на севере юго-западного звена, в Северо-Бетпақдалинском и Южносарысу-Тенизском районах в пределах и по обрамлению Жайльминской грабен-синклинали. К ним относятся две моноформации малых объемов, состоящие из представителей кислой и основной породных групп (рис. 19). Наименование дается по наиболее характерной разновидности пород. Общий объем вулканогенных образований около 1 000 км³.

Формация калиевых риолитов охватывает осадочно-вулканогенные фации дайринской свиты. Формация слагает разобщенные изолированные поля на юго-восточном склоне Сарысу-Тенизского водораздела и в Северной Бетпақдале. Участки ее распространения пространственно приурочены к зонам глубинных разломов, определяющих конфигурацию позднедевонской — раннекаменноугольной Жайльминской грабен-синклинали, — Каиндинскому, Сарысуйскому, Атасу́йскому, Теректинскому, Шалгинскому (рис. 20).

Мощность стратифицированных образований колеблется от десятков до сотен метров в зависимости от расстояния до вулканических центров.

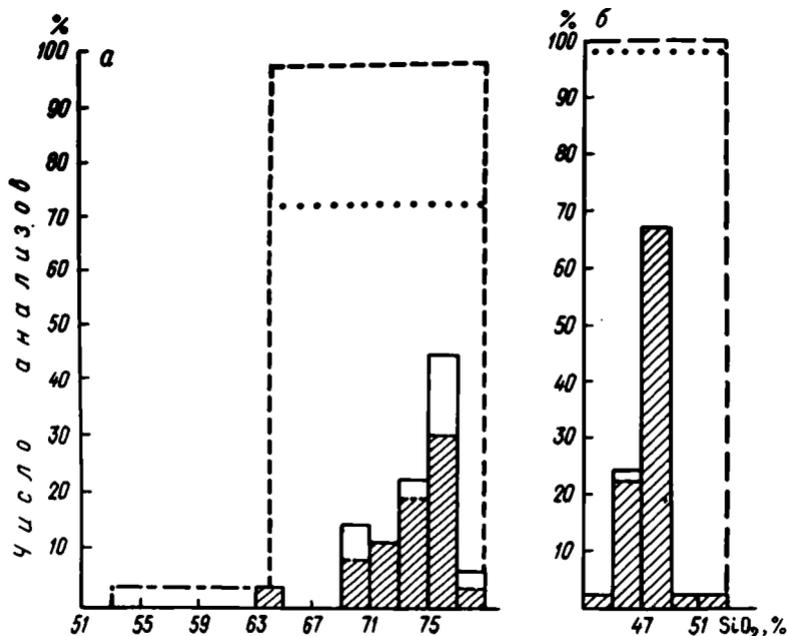


Рис. 19. Гистограммы распределения пород по содержанию кремнезема и щелочей верхнедевонских формаций

а — калиевых риолитов (36 ан.), б — субщелочных оливиновых базальтов (49 ан.). Усл. обозначения см. на рис. 12

Максимальные мощности не превышают 600 м. Объем вулканогенных накоплений ориентировочно оценивается в 800 км³. Возраст формации — раннефаменский.

Рассматриваемая формация с угловым несогласием перекрывает более древние образования. В латеральном направлении она сменяется красноцветными молассоидными отложениями (терригенные фации дайринской свиты), по вертикали — морской терригенно-карбонатной формацией фаменского яруса — нижнего карбона.

Вулканогенные образования представлены кислыми лавами, игнимбритами и туфами, среди которых значительную роль играют субщелочные калиевые разности. Характерными особенностями формации в целом являются локальность распространения кислых вулканитов, линзовидное строение вулканической части разреза формации, широкое развитие штокообразных субвулканических и жерловых тел, постепенный переход пирокластических пород в вулканогенно-осадочные и красноцветные терригенные. Лавы и игнимбриты значительно преобладают над туфами.

Преобладают породы субщелочного ряда, составляющие 71 % общего объема формации. Она состоит (%): трахидациты 3, риодациты 6, трахириодациты 19, риолиты 20, трахириолиты 52. Максимальным распростра-

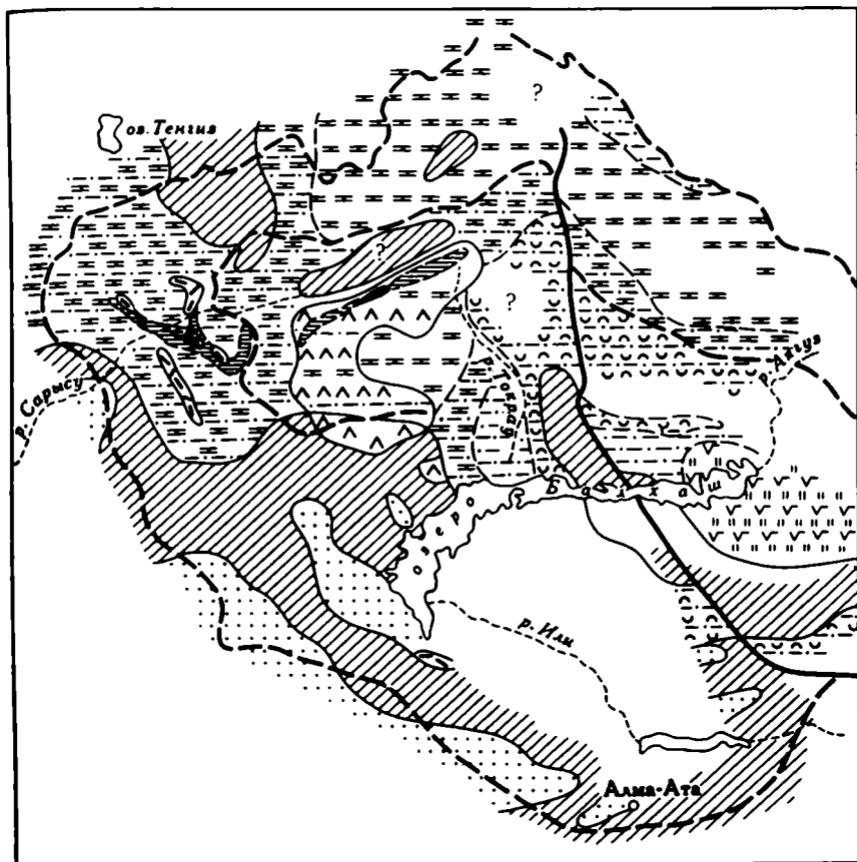


Рис. 20. Схема распространения позднедевонских формаций (без учета палинспастических построений).

Усл. обозначения см. на рис. 11

нением (44 % объема формации) пользуются породы с содержанием кремнезема 75–77 % и K_2O от 6,5 до 7 %.

Палеовулканологическая обстановка в период образования формации определялась существованием центральных вулканических аппаратов моногенного типа. Вулканы представляли собой изолированные вулканические купола, характеризующиеся однородным строением и составом, грубой флюидальной полосчатостью слагаемых их образований. Купола вдоль ослабленных зон крупных разломов группировались в невысокие вулканические хребты, окруженные шлейфами грубых обломков — продуктами разрушения экструзивных куполов. Внутри хребтов существовали и отдельные полигенные стратовулканы с куполообразным экструзивным ядром. Вулканический конус таких построек был образован переслаивающимися покровами лав, рыхлого пирокластического мате-

риала и слоями терригенных пород – продуктами переотложения вулканогенных накоплений.

Петрохимически формация резко отличается от риолитоидов средне- и раннедевонских формаций. В ее составе значимо преобладают субщелочные образования (99 %). Кислые группы всех остальных формаций относятся в основном к нормальному ряду. По соотношению натрия и калия формация имеет калиевый уклон. Основная масса калиевого полевого шпата первична, о чем свидетельствуют особенности вкрапленников. Эволюция остаточного расплава сопровождалась накоплением натрия, который принимал участие в автометасоматическом изменении пород, что подтверждается как петрографическими наблюдениями, так и присутствием в статистической выборке формации калиево-натриевых разновидностей.

Формация имеет весьма высокоглиноземистый и крайне низкотитанистый уклоны (более 99 %).

Формация субщелочных оливиновых базальтов представлена отдельными покровами эффузивов основного состава мощностью до 50 м, дайкообразными и пластообразными субвулканическими телами, встречающимися на разных стратиграфических уровнях. Они залегают среди красноцветных терригенных отложений дайринской свиты, места сменяют вверх по разрезу калиевые риолиты, встречаются среди морских отложений субплатформенного чехла, венчающих разрез девонской системы. Наибольшим развитием формация пользуется на северо-восточном крыле Жаильминской грабен-синклинали, в северной части юго-западного звена (см. рис. 20). В виде единичных субвулканических тел она известна также в Западно-Коктасской и Мийкайнарской синклиналях. В субширотном направлении в стороны от Жаильминской структуры она выходит за пределы пояса. Объем формации внутри пояса ориентировочно составляет 300–500 км³. Время формирования подавляющего количества вулканитов конец раннего – поздний фамен.

Формация представлена субщелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами. Максимальным распространением пользуются субщелочные базальты с содержанием кремнезема 47–49 %, составляющие 67 % общего объема формации. Специфической особенностью является сопутствующий процесс калиевого метасоматоза, проявляющийся в интенсивной калишпатизации и серицитизации основных пород. В связи с этим около половины анализов, входящих в статистическую выборку, по химическому составу приближаются к шошонитам. Другие виды пород: базальты и андезитобазальты нормального ряда составляют не более 2 % общего объема выборки.

Образование формации связано с извержениями трещинного типа, которые маркировали зоны растяжения, оперяющие крупные разрывные нарушения, ограничивающие Жаильминскую грабен-синклиналь.

Базальтоиды имеют субщелочной, умеренно глиноземистый, меланократовый и весьма высокотитанистый уклоны. По содержанию глинозема, общей фемичности и титанистости они резко отличаются от более древних базальтосодержащих формаций. Если исключить породы, состав которых искажен вследствие наложенного калиевого метасоматоза,

формация, как и большинство других, является калиево-натриевой. В ее составе имеются как умеренно железистые, так и умеренно магние-вые, с преобладанием последних.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Каждая вулканическая формация в большинстве случаев представляет совокупность двух или трех групп пород, являющихся продуктами кристаллизации магм соответствующего состава. Сопоставление петрохимических особенностей одинаковых породных групп, входящих в разновозрастные формации, дает возможность определить основные тенденции в эволюции вулканизма и подойти к реконструкции условий, существовавших в моменты зарождения магматических расплавов. Этим же целям служит и сравнение химических составов девонских формаций с различными формационными типами областей активного вулканизма: срединных океанических хребтов, внехребтовых океанических областей, молодых островных дуг, краевых поясов активных окраин континентов, орогенных комплексов внутриконтинентальных областей, чехлов платформ, континентальных рифтовых зон. Статистические различия химических составов породных групп отдельных формаций девона, так же как и формаций разных типов областей активного вулканизма, являются отражением специфики выплавления расплавов в определенных тектонических условиях. Эти различия указывают на обстановку, существующую в зонах генерации магм, — в первую очередь глубину магматических очагов.

Базальтоидная группа образуется на всех этапах формирования пояса. В раннем девоне она входит в состав существенно андезитовидных формаций в качестве подчиненного члена ассоциаций, в средне- и позднедевонский этапы образует самостоятельные существенно базальтоидные формации.

Судя по изменению основных петрохимических показателей, наблюдаются существенные отличия базальтоидов, накапливающихся на различных этапах развития пояса. Характерными особенностями основных пород раннего девона является присутствие субщелочных и нормальных, лейкократовых и мезократовых дифференциатов. Породы имеют калиево-натриевый, высокоглиноземистый, умеренно магниевый и умеренно низкотитанистый уклоны. Исключение составляют базальтоиды раннедевонской существенно андезитовидной формации Предчингизья. Последняя обладает значимо преобладающими субщелочным, натриевым и мезократовым уклонами.

Среднедевонские базальтоиды субщелочные, мезократовые. Значительная роль принадлежит умеренно глиноземистым, умеренно железистым разностям. Возрастает титанистость. Базальтоиды имеют умеренно высокотитанистый, а в отдельных формациях и весьма высокотитанистый уклоны.

Позднедевонская формация субщелочных оливиновых базальтов отличается от ранне- и среднедевонских значимым преобладанием уме-

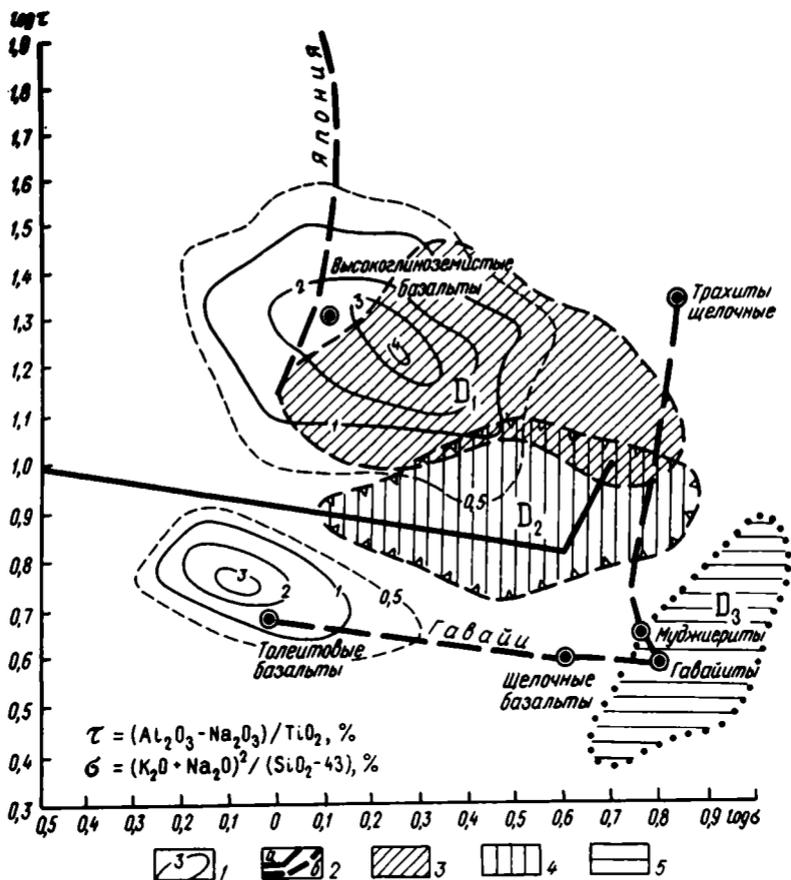


Рис. 21. Положение базальтоидов юго-западного звена на диаграмме Готтини – Ритмана (составила И.М. Сорокина).

1 – изолинии плотностей точек составов; 2 – граница раздела высокоглиноземистых, толеитовых и щелочных серий (а) и вариационные кривые изменения составов (б); 3–5 – базальтоиды юго-западного звена: 3 – раннего, 4 – среднего и 5 – позднего девона

ренно глиноземистых, меланократовых, весьма высокотитанистых пород.

Закономерное изменение состава базальтоидов во времени в зависимости от глубины выплавления отчетливо видно на диаграмме Готтини – Ритмана (рис. 21), координатами которой служат значения τ и σ (серийный индекс А. Ритмана). Раннедевонские базальтоиды тяготеют к высокоглиноземистым базальтам Куно, позднедевонские – к муджиеритам, гавайитам и щелочным базальтам, среднедевонские занимают промежуточное положение, частично перекрывая поле нижнедевонских основных пород.

Учитывая широко принятые и достаточно обоснованные представления о наиболее глубинной природе щелочных фемических магм, изменение

петрохимических свойств от раннего к позднему девону может быть связано с последовательным понижением фронта мантийного магмообразования.

Принадлежность базальтоидов разновозрастных формаций к различным уровням глубинности иллюстрирует и изменение содержаний магния и железа. Различная корреляция MgO и $(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ положена в основу разделения вулканических серий на два типа [22]. Понижение содержаний MgO при возрастании содержаний железа (обратная корреляция) прослеживается в сериях, развитие которых приводит к образованию базальтов, очень богатых железом, титаном, ванадием (базальт-ферробазальтовая серия). Серии с прямой корреляцией характеризуются быстрым понижением содержания железа и титана, сопровождающим понижением содержания магния. К ним относятся базальто-андезито-риолитовая и исландит-ферродациит-риолитовая серии, различающиеся по величине прямой корреляционной связи между магнием и железом.

Раннедевонские базальтоиды субширотного и юго-западного звеньев обладают прямыми корреляционными связями. При этом базальто-андезитоидная формация "базальтовых" зон имеет большую железистость по сравнению с примыкающими частями пояса. Средне- и позднедевонские базальтоиды принадлежат к сериям с обратной корреляцией, характерной для фаннеровского тренда дифференциации. Позднедевонские базальты отличаются от среднедевонских и от базальт-ферробазальтовой серии значительно большими содержаниями магния при равных содержаниях железа (рис. 22, 23). Из раннедевонских формаций фаннеровский тренд эволюции имеют только формации северо-восточного звена, отличающиеся от разновозрастных формаций других звеньев и по другим петрохимическим показателям.

Сопоставление средних химических составов базальтоидов основных формаций пояса выявляет те же тенденции, что и отмеченные выше. От раннего к позднему девону отчетливо проявляется возрастание содержания титана, железа, магния при уменьшении общей глиноземистости. Возрастает также содержание фосфора.

Сопоставление пород с ассоциациями современных геодинамических обстановок показывает, что раннедевонские базальтоиды по одним параметрам близки к островодужным формациям (титан, глинозем, железо, магний), по другим — к типично орогенным (суммарная щелочность, соотношение щелочей). Базальтоиды среднего девона имеют общие особенности как с орогенными (по титану, глинозему), так и с базальтами внехребтовых океанических областей (по суммарному железу, сумме и соотношению щелочей). Породы позднего девона наиболее приближаются к траппам древних платформ и субщелочным базальтоидам континентальных рифтовых зон (табл. 2).

Из вышесказанного следует, что наблюдаемый состав базальтоидов пояса отражает различную глубину мантийных выплавок. Сравнительно небольшое количество фемических вулканитов в раннем девоне, их высокая глиноземистость и лейкобазальтоидные уклоны указывают на то, что эффективное выплавление магм происходило в самых верхах мантии. Зона массового магмообразования в это время занимала наиболее высо-

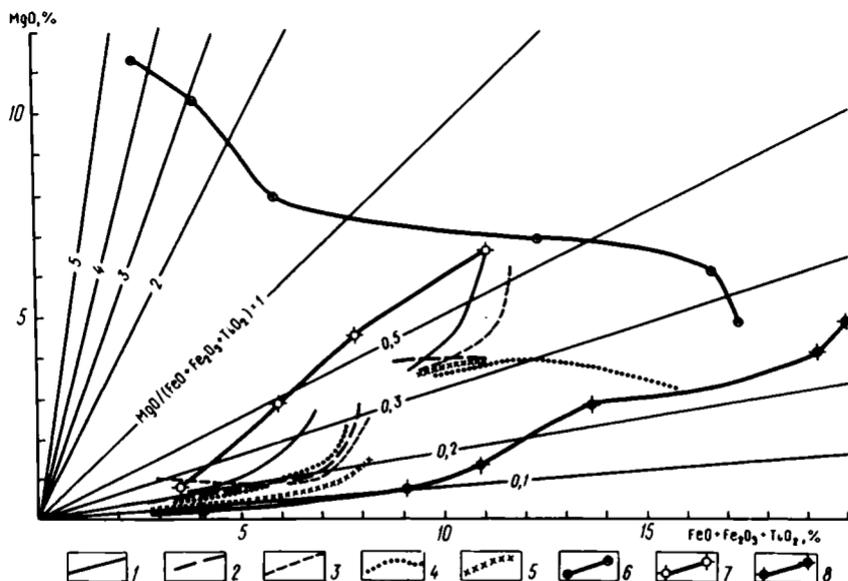


Рис. 22. Диаграмма $MgO - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ для раннедевонских формаций. 1–5 – вариационные кривые составов формаций (1 – дацито-андезитоидной, 2 – риолитоидной, 3 – базальто-андезитоидной, 4 – дацито-базальто-андезитоидной, 5 – андезито-риолитоидной); 6 – базальты и ферробазальты, исследованные экспериментально; 7 – базальты, андезиты, дациты, риолиты Каскадных гор; 8 – исландиты, ферродациты и риолиты Исландии [23]

кое положение и выклинивалась на уровне обычного массового выплавления базальтов. Последнее достаточно хорошо объясняет низкую титанистость пород.

Состав базальтов позднего девона соответствует составу наиболее глубоких мантийных выплавок. Фронт массового магмообразования занимал наиболее низкое положение и не поднимался в верхние слои верхней мантии. По многочисленным экспериментальным данным глубина выплавок должна составлять 100 км и более. Промежуточный состав среднедевонских базальтоидов позволяет предполагать, что в пределах среднедевонских “базальтовых” зон нижняя кромка области массового плавления базальтов располагалась на наиболее глубоких уровнях. При этом в магмообразование были вовлечены и более высокие горизонты верхов мантии, давая при этом как фемические глубокие выплавки, аналогичные платформенным и океаническим, так и более кислые типы орогенных.

Андезитоидная группа формируется на ранне- и среднедевонском этапах развития пояса. Наибольшее количество андезитоидов, в сочетании с основными и кислыми породами, накапливается в начале раннедевонского этапа.

В петрохимическом отношении все андезитоиды достаточно однород-

Петрохимические характеристики базальтоидов различных формационных типов, вычисленные по средним для конкретных формаций*

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,51	53,02	51,44	49,39	49,63	48,30	51,32	51,94	49,68	46,28
TiO ₂	1,25	1,52	1,80	2,38	2,13	2,69	1,05	1,72	2,30	2,56
Al ₂ O ₃	17,80	16,50	17,49	16,26	15,51	15,82	17,89	16,16	14,97	14,13
ΣFeO	9,93	11,40	10,65	11,48	11,00	10,89	9,95	9,67	11,84	12,70
MgO	5,53	3,98	4,74	8,35	6,53	6,32	5,42	5,95	6,14	8,07
CaO	7,66	8,02	7,74	5,72	10,61	9,78	9,90	8,07	8,98	10,99
Na ₂ O	3,41	3,99	3,53	3,74	2,94	3,55	2,71	3,46	3,17	4,31
K ₂ O	1,85	0,65	1,47	1,58	0,78	1,59	1,01	2,02	1,72	2,17
P ₂ O ₅	0,26	Неотр	0,34	0,46	0,37	0,56	0,19	0,45	0,44	0,45
Na ₂ O/K ₂ O	1,84	6,14	2,39	2,37	3,77	2,23	2,68	1,71	1,84	1,99
al ²	1,11	1,02	1,09	0,80	0,88	0,91	1,16	1,03	0,83	0,69
K ₂ O/TiO ₂	1,48	0,43	0,82	0,66	0,37	0,59	0,96	1,17	0,75	0,85
f ²	16,84	17,13	16,90	21,73	19,66	19,90	16,42	17,34	20,28	23,33
k _ф	66	75	70	59	63	63	65	62	66	61
k _в	0,42	0,43	0,42	0,50	0,37	0,48	0,31	0,48	0,48	0,67

1—4 Казахстанский девонский пояс. Раннедевонские: 1 — базальто-андезитоидная (53), 2 — дацито-базальто-андезитоидная (6); 3 — среднедевонская риодацито-базальтоидная (30); 4 — позднедевонская субщелочных оливиновых базальтов (15); 5 — срединных океанических хребтов [4]; 6 — внехребтовых океанических областей [4]; 7 — островных дуг [18]; 8 — орогенов [4]; 9 — древних платформ [4]; 10 — континентальных рифтов [19].

* В табл. 2—4 приведены пересчеты на обезвоженные составы. Для Казахстанского пояса в скобках — количество анализов.

Химический состав раннедевонских андезитов наиболее приближается к орогенным внутриконтинентальным районам, отличаясь от них большей железистостью и меньшей суммарной щелочностью. Среднедевонские вулканиты занимают промежуточное положение между щелочно-известковыми андезитами внутриконтинентальных районов и обогащенных железом андезитов океана и внескладчатых континентальных областей.

Для объяснения происхождения андезитов обычно привлекаются три процесса: 1) фракционная кристаллизация и дифференциация материнской базальтовой магмы; 2) образование в результате ассимиляции и контаминации базальтовой магмой пород более кислой коры; 3) существование родоначальной андезитовой магмы, возникшей в процессе селективного плавления верхов мантии [18]. Статистическая дискретность петрохимических свойств, устанавливаемая в большинстве формаций на границах основной и средней групп, находит объяснение с позиций существования самостоятельной андезитовой родоначальной магмы. "Железистые" андезиты среднего девона могли образоваться в результате фракционирования и дифференциации исходных магм базальтового состава.

Петрохимические характеристики андезитовидов различных формационных типов, вычисленные по средним для конкретных формаций

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58,48	61,16	59,25	60,16	58,60	58,76	59,40	59,13	59,14	59,52
TiO ₂	1,00	0,88	0,97	1,46	1,25	1,04	0,82	0,80	1,12	1,74
Al ₂ O ₃	17,30	16,93	16,78	17,58	16,81	16,54	17,50	17,57	17,47	4,05
ΣFeO	7,71	6,33	7,54	6,45	8,32	8,30	6,71	6,42	5,62	9,51
MgO	3,36	2,67	2,89	1,85	2,99	2,67	3,18	3,31	2,20	2,31
CaO	4,91	4,40	5,23	2,55	4,06	4,58	7,22	6,31	5,23	5,70
Na ₂ O	4,05	4,31	3,95	4,88	4,37	4,71	3,28	3,85	4,66	3,99
K ₂ O	2,29	2,52	2,45	4,04	2,55	2,22	1,29	2,01	3,67	1,92
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,35	0,38	0,34	0,43	0,17	0,18	0,44	0,47
Na ₂ O/K ₂ O	1,77	1,71	1,61	1,21	1,71	2,12	2,54	1,91	1,27	2,08
af'	1,56	1,80	1,64	2,12	1,49	1,51	1,77	1,81	2,23	1,19
f'	12,07	9,88	11,42	9,76	12,56	12,01	10,71	10,53	8,94	13,56
k _a	0,53	0,58	0,54	0,70	0,59	0,61	0,39	0,48	0,63	0,62

1—6 — Казахстанский девонский пояс. Раннедевонские: 1 — базальто-андезитоидная (57), 2 — дацит-андезитоидная (75); 3 — дацит-базальто-андезитоидная (14), 4 — андезито-риолитоидная (21); среднедевонские: 5 — риодацит-базальтоидная (30), 6 — базальто-андезито-риолитоидная (17); 7 — островные дуги, 8 — активные окраины континентов, 9 — орогенные комплексы внутриконтинентальных районов, 10 — обогащенные железом андезиты океана и внескладчатых континентальных областей [22].

Для объяснения наблюдаемых закономерностей химического состава андезитоидной группы пояса приходится исходить из предположения о наиболее высоком положении в раннем девоне мантийного фронта массового магмообразования в пределах "базальтовых" зон. Это предположение согласуется с данными о существовании в поясе мантийных поднятий с минимальными мощностями земной коры и подтверждается высокими тепловыми потоками, высоким положением поверхности Мохоровичича (на глубине 20—40 км) и высокой сейсмотектонической активностью в молодых и новейших вулканических поясах, в которых максимально проявлен андезитовый вулканизм. Петрохимические особенности раннедевонских андезитовидов в частях пояса, примыкающих к "базальтовым" зонам (повышенная щелочность и калийность), объясняются вовлечением в магмообразование субкислой земной коры. Повышенная железистость и титанистость среднедевонских андезитовидов, так же как и базальтоидной группы, явилась следствием понижения в среднем девоне фронта массового магмообразования.

Риолитоидная группа формировалась на всех этапах развития пояса, образуя как самостоятельные ассоциации, так и в качестве подчиненного члена, входя в состав андезитоидных и базальтоидных формаций. Наибольшее их количество накапливалось в конце раннедевонского и начале среднедевонского этапов, отвечая моменту перемещения фронта магмообразования в субкислый слой земной коры.

Петрохимические характеристики риолитоидов различных формационных типов, вычисленные по средним для конкретных формаций

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,87	69,56	72,15	74,26	74,65	68,73	71,49	70,35
TiO ₂	0,35	0,79	0,42	0,23	0,19	0,41	0,37	0,59
Al ₂ O ₃	13,84	14,82	13,99	13,16	12,24	14,51	14,60	12,81
ΣFeO	2,81	4,38	2,91	3,10	2,84	4,45	3,03	4,76
MgO	0,63	0,72	0,93	0,46	0,36	1,18	0,72	0,66
CaO	1,08	1,32	1,53	0,94	0,77	3,71	1,90	1,32
Na ₂ O	3,34	4,64	3,35	3,60	2,15	4,14	3,61	4,75
K ₂ O	4,72	3,31	4,36	3,84	6,42	2,42	3,95	4,23
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,11	0,12	0,09	0,15	0,12	0,17
Na ₂ O/K ₂ O	0,71	1,40	0,77	0,94	0,33	1,71	0,91	1,12
<i>a</i> '	4,02	2,91	3,63	3,70	3,83	2,58	3,89	2,36
<i>k</i> _a	0,77	0,76	0,73	0,76	0,85	0,65	0,69	0,98

1—5 — Казахстанский девонский пояс. Раннедевонские: 1 — риолитоидная (148), 2 — андезито-риолитоидная (28); среднедевонские: 3 — риолитоидная (44), 4 — базальто-андезито-риолитоидная (60); 5 — позднедевонская калиевых риолитов (36); 6 — островные дуги; 7 — орогенные комплексы, 8 — платформы [4].

Риолитоиды имеют нормальный и субщелочной, калиево-натриевый и калиевый, весьма высокоглиноземистый петрохимические уклоны. Существенно риолитоидные формации различных этапов по отдельным признакам отличаются друг от друга. Для формаций раннего девона характерны нормальные и субщелочные уклоны. В среднем девоне значимо преобладают нормальные породы. Позднедевонская формация калиевых риолитов отличается от всех остальных калиевым уклоном. В целом риолитоидная породная группа большинства раннедевонских формаций относится к весьма низкотитанистым образованиям, среднедевонских — к крайне низкотитанистым. Ранне- и среднедевонская риолитоидные формации отличаются друг от друга и по соотношению магния и железа. Отношение MgO/(FeO + Fe₂O₃ + TiO₂) в среднедевонской формации равняется 0,3, в раннедевонской — 0,2 (см. рис. 22, 23).

При сравнении химических составов различных формаций не наблюдается определенных закономерностей, что, по-видимому, отражает различную мощность земной коры, существовавшей в моменты образования ассоциаций. Общей особенностью составов является повышенная щелочность как по сравнению с островодужными, так и орогенными риолитоидами. Аномально повышенную калийность имеют риолитоиды позднего девона (табл. 4).

Несмотря на значительную дисперсию химических свойств и отсутствие четких отличий разновозрастных пород, одна тенденция является наиболее устойчивой. Она сводится к повышению общей калийности во времени, сопровождаемой увеличением кремнекислотности. Наиболее отчетливо эта тенденция проявляется на рис. 24 по смещению последова-

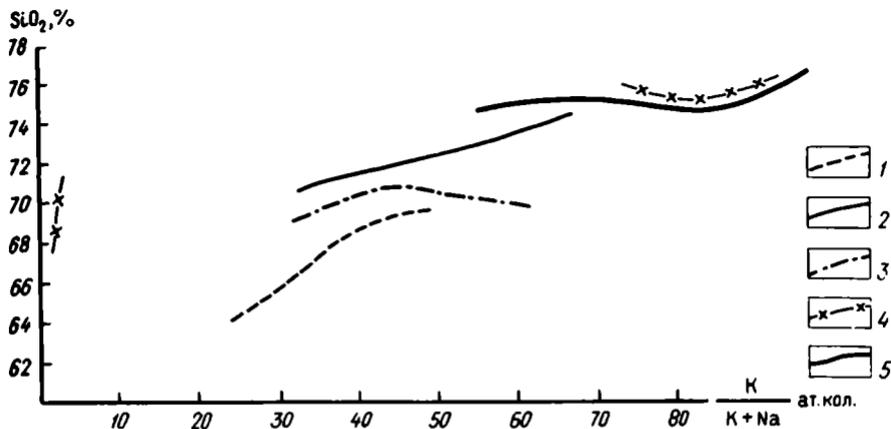


Рис. 24. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ для риолитоидов разновозрастных формаций (составила И.М. Сорокина).

1, 2 — раннедевонские (1 — дацито-андезитовая, 2 — риолитоидная); 3—4 — среднедевонская (3 — риолитоидная, 4 — риодацито-базальтоидная); 5 — позднедевонская калиевых риолитов

тельно все более и более молодых ассоциаций в правую верхнюю часть диаграммы.

Появление огромных объемов кислых пород определялось вовлечением в магмообразование субкислого слоя земной коры, в пределах которого располагались питающие магматические очаги. Анатектическое плавление субкислого слоя было связано с усиленным тепловым потоком из мантии, сопровождавшим рост мантийных поднятий на начальном этапе образований пояса, а также с дополнительным притоком энергии в ходе тельбесских тектонических деформаций в первой половине среднего девона. Риолитовый вулканизм приводил к последовательному наращиванию гранитно-метаморфического слоя, что отражается в увеличении во времени калийности родоначальных расплавов. Общая повышенная щелочность и калийность по сравнению с орогенными сериями обусловлена, очевидно, воздействием трансмагматических флюидов, поднимавшихся по расколам жесткой коры из мантии. Влияние глубинных флюидов на очаги кислой магмы проявляется в некоторой дебазификации расплавов на позднем этапе развития пояса. Об этом свидетельствует пониженное содержание в формации позднего девона темноцветных компонентов. Режимом флюидного воздействия следует объяснить и широкое развитие среди риолитоидов игнимбритов с характерными для них ликвационными, резорбционными структурами и структурами дробления, образовавшимися в магматическую стадию.

Флюидно-магматическое воздействие, по А.А. Маракушеву, сопровождается обогащением расплава магнефильными компонентами флюида, в особенности фтором, и вследствие этого повышением отношения K/Na в составе щелочей.

Проблема петрохимической зональности вулканоплутонических поясов наиболее разработана для активных окраин континентов. Широко известны представления о поперечной зональности вулканических серий молодых островных дуг и окраинно-материковых поясов побережья Тихого океана. На примере Японии, Курильских и Алеутских островов, западной окраины Американского континента показано, что вблизи глубоководного желоба располагаются известковые серии, сменяющиеся по направлению к континенту известково-щелочными и щелочными. В этом же направлении происходит возрастание содержания калия в породах.

Кроме поперечной, во многих вулканических поясах активных окраин устанавливается и продольная зональность, выражаемая в закономерной смене состава вулканитов вдоль островной дуги и окраинно-материкового пояса. Продольная зональность обычно связывается либо с влиянием корового материала на состав вулканитов, либо с различной глубиной генерации магматического расплава [18]. Установленные закономерности распространяются на более древние вулканоплутонические пояса, по которым реконструируются границы палеоокеанов геологического прошлого [22].

Применительно к Казахстанскому девонскому поясу предпринимались попытки рассматривать его в качестве структуры, маркирующей активную окраину Казахстанского континента в раннем-среднем девоне. В пределах пояса Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым, В.М. Моралевым намечена закономерная смена известково-щелочного магматизма бимодальным и щелочным, отвечающая андийскому типу. Щелочные вулканические серии, сменяющие по латерали известково-щелочные, указываются ими вдоль внешнего края пояса на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Северной Бетпақдале и Баянаульском районе. Учитывая значение, придаваемое современными геодинамическими концепциями вопросам зональности, предпринят анализ, приведенный ниже.

При определении закономерностей изменения составов вулканитов по латерали использовалась следующая методика: 1) построения проводились для определенных геохронологических уровней: ранне- и среднедевонского этапов вулканизма, разделенных на стадии; 2) рассматривались изменения по площади для одних и тех же породных групп одновозрастных вулканических формаций показателей общей щелочности, соотношения натрия и калия и др; 3) в каждом вулканическом районе и отдельных его частях для каждой породной группы, входящей в состав одновозрастных формаций, вычислялись средние значения петрохимических показателей, сопоставляемые друг с другом.

Раннедевонский этап. Ранняя стадия (поздний жедин — зиген). В это время в юго-западном и субширотном звене пояса происходит накопление базальто-андезитоидной и дацито-андезитоидной формаций. В северо-восточном звене ранняя стадия отвечает началу формирования дацито-базальтово-андезитоидной и андезито-риолитоидной формаций.

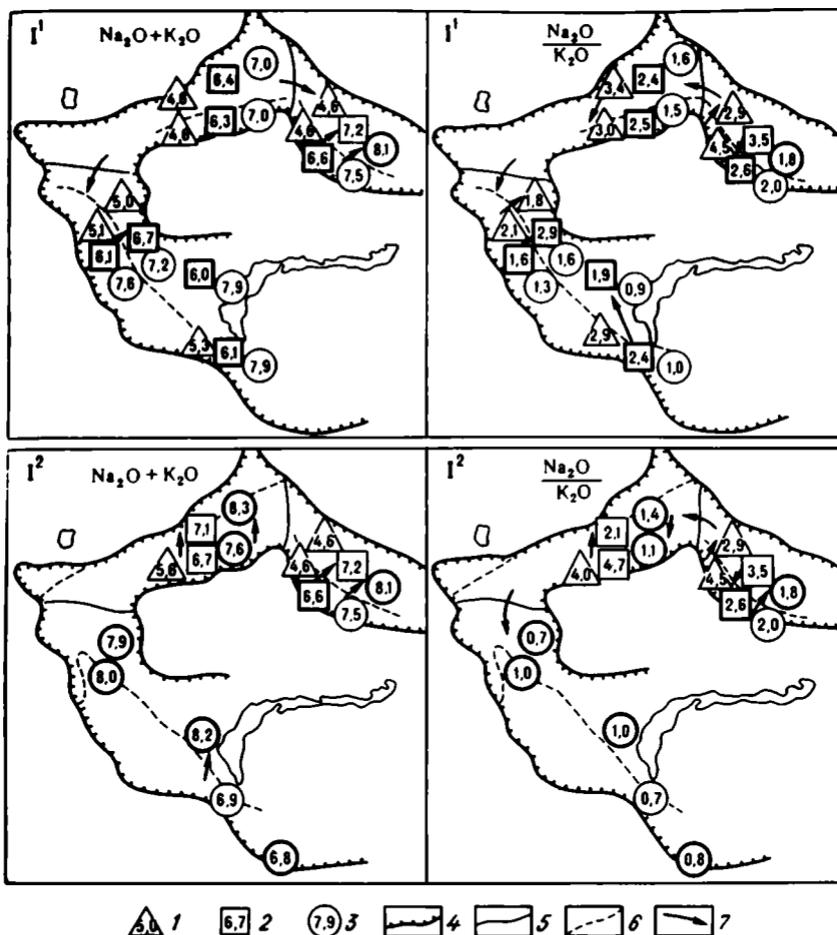


Рис. 25. Изменение петрохимических показателей формаций ранней (I') и поздней (I'') стадий раннедевонского этапа.

1–3 – средние значения основных петрохимических показателей породных групп (1 – базальтоидной, 2 – андезитоидной, 3 – риолитоидной; жирной линией показаны группы, резко преобладающие в составе формации); 4–6 – границы (4 – пояса, 5 – продольных петрохимических зон, 6 – одновозрастных вулканических формаций); 7 – направление изменения величин петрохимических показателей

В данный отрезок времени каждое его звено обладает индивидуальными особенностями (рис. 25). Юго-западное звено отличается от субширотного и северо-восточного повышенной относительной щелочностью основных пород, составляющей 5,0–5,3 %, северо-восточное звено от других звеньев – повышенной щелочностью входящих в состав раннедевонских формаций риолитоидов (до 8,1 %). От северо-восточного к юго-западному звену происходит последовательное возрастание относительной

роли калия, направленное "против часовой стрелки". В том же направлении увеличивается калийность и в пределах юго-западного звена. По другим петрохимическим показателям звенья почти не отличаются друг от друга, за исключением северо-восточного, имеющего повышенную величину коэффициента фракционирования основных пород по сравнению с двумя другими.

Изменение петрохимических свойств в поперечном направлении наблюдается только в пределах отдельных звеньев. Эти изменения зависят не от положения вулканитов по отношению к внутренней или внешней границе (к длительно развивающейся соседней геосинклинали или палеоокеану), а от положения относительно "базальтовой" зоны. Так, в северо-восточном звене от Айгыржальской "базальтовой" зоны к внешнему краю пояса происходит увеличение общей щелочности средних и кислых групп, возрастание относительной роли калия в базальтоидах и риолитоидах (но уменьшение калийности средних пород), увеличение глиноземистости андезитоидов, уменьшение меланократовости основных и средних пород. В субширотном звене общая щелочность внешних и внутренних зон практически не меняется. Относительная калийность основных пород возрастает от внешнего к внутреннему краю. От Шешенькаринской "базальтовой" зоны в соседние примыкающие части звена увеличивается глиноземистость, уменьшается меланократовость андезитоидов и титанистость — риолитоидов. В юго-западном звене изменение основных петрохимических показателей происходит от внешнего края к внутреннему или от Акшагатской и Южножалаир-Найманской зон в северо-восточном направлении (увеличение общей щелочности андезитоидов, глиноземистости базальтоидов и риолитоидов, уменьшение меланократовости базальтоидов и андезитоидов, содержания двуокиси титана во всех породных группах). Вместе с тем отмечаются и противоречивые соотношения, характеризующие поведение калия. В северной части звена в основных породах калийность увеличивается от внешнего края к внутреннему, в средних — от внутреннего к внешнему. На юге звена наблюдается изменение направления повышения относительной роли калия на обратное.

Поздняя стадия (ранний эмс, в северо-восточном звене ранний и поздний эмс). В позднюю стадию на большей части пояса образуется риолитоидная формация, в северо-восточном звене заканчивается накопление вулканитов дацито-базальтово-андезитоидной и андезито-риолитоидной формаций. Звенья отличаются друг от друга соотношениями натрия и калия. Так же, как и в предыдущей стадии, отмечается возрастание относительной роли калия от северо-восточного к юго-западному звену. В пределах звеньев продолжает сказываться влияние "базальтовых" зон, определяющих латеральные изменения петрохимических свойств риолитоидной формации (см. рис. 25). В субширотном звене от Шешенькаринской "базальтовой" зоны к внешнему краю возрастает общая щелочность, уменьшается глиноземистость средних и кислых пород, титанистость андезитоидов. Относительная роль калия возрастает в андезитоидах от внутреннего края к внешнему, а в риолитоидах — в

противоположном направлении. В юго-западном звене воздействие Акшагатской и Южножалаир-Найманской "базальтовых" зон проявляется в увеличении общей щелочности и глиноземистости от внешних границ площадей распространения риолитоидов к внутренним.

Среднедевонский этап. Ранняя стадия (эйфельский век). Вдоль внутренних границ юго-западного звена накапливается риолитоидная формация, в восточной половине субширотного и в северо-восточном звеньях — базальто-андезито-риолитоидная. Одновременно с образованием существенно риолитоидных формаций вдоль внутренней границы субширотного звена закладывается Жаманкон-Карагандинская "базальтовая" зона, в пределах которой в раннюю стадию начинает формироваться риодацито-базальтоидная формация. В раннюю стадию также отмечаются различия отдельных звеньев пояса по общей щелочности и относительной роли калия (рис. 26). В субширотном звене суммарная щелочность преобладающих в составе формаций риолитоидов достигает максимальной величины (7,7—8,0 %), в северо-восточном звене она минимальна (7,3 %), в юго-западном имеет промежуточное значение (7,4—7,8 %). Поведение калия характеризуется теми же закономерностями, что и в раннедевонском этапе, — отмечается последовательное увеличение относительной роли калия от северо-восточного к юго-западному звену. Субширотное звено отличается от северо-восточного также повышенными содержаниями диоксида титана в породах основной и кислой групп.

Поперечная зональность устанавливается только в субширотном звене. Она проявляется в увеличении относительной роли калия в базальтоидах и андезитоидах, глиноземистости кислых пород, титанистости всех вулканитов от Жаманкон-Карагандинской "базальтовой" зоны во внешние части звена. Но эта закономерность не выдерживается для всех петрохимических показателей. Так, общая щелочность базальтоидов возрастает по направлению к внешней границе, а риолитоидов, наоборот, убывает. Величина коэффициента фракционирования уменьшается в основных породах "базальтовой" зоны по сравнению с примыкающими частями звена, в то время как общая меланократовость сохраняется на одном и том же уровне.

Поздняя стадия (живетский век). В данную стадию происходило расширение ранее заложившейся Жаманкон-Карагандинской и возникновение новых (Даганделинской, Кызылжарской, Кызылсоксской, Кендыктасской) "базальтовых" зон, в которых накапливались вулканиты существенно базальтоидных формаций. За их пределами на ограниченных площадях заканчивалось формирование существенно риолитоидных ассоциаций. Каждая из зон обладает своими специфическими петрохимическими особенностями. Базальтоиды Кызылжарской и Даганделинской зон по ряду показателей (общая щелочность, соотношение Na_2O к K_2O , уровень глиноземистости, коэффициент фракционирования) близки между собой (см. рис. 26). Остальные зоны отличаются от них величиной отдельных петрохимических показателей. Наибольшую щелочность базальтоидов имеют Кендыктасская и Жаманкон-Карагандинская зоны (5,6 и 5,0 %), наименьшую — Кызылсорская (4,3 %). По степени глиноземис-

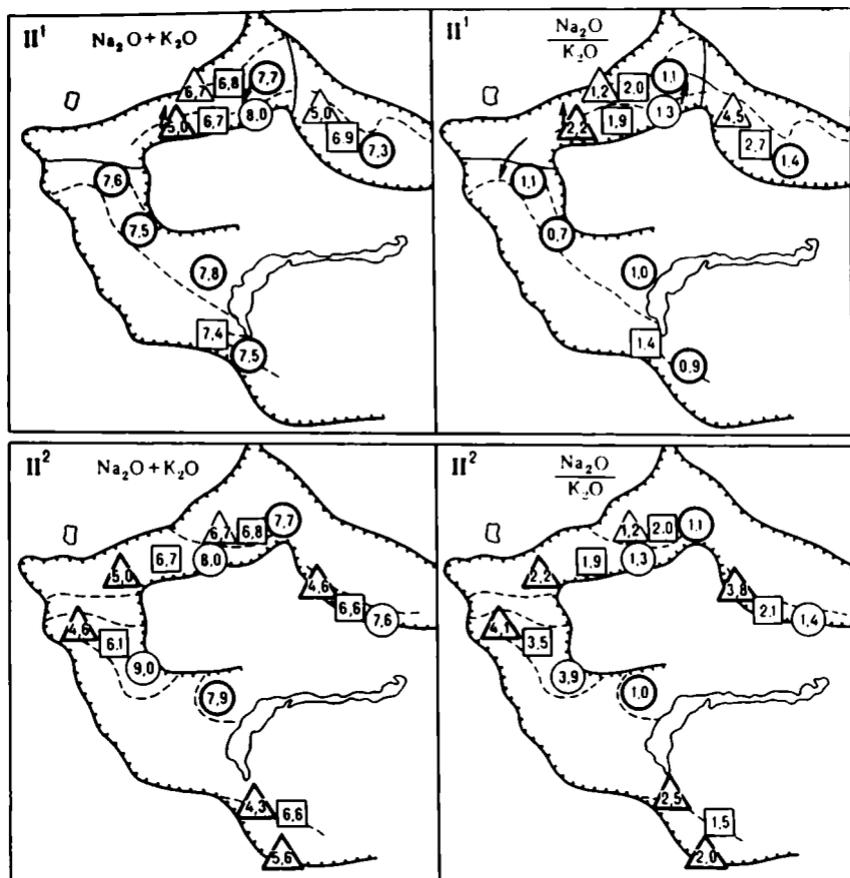


Рис. 26. Изменение основных петрохимических показателей формаций ранней (II¹) и поздней (II²) стадий среднедевонского этапа.

Усл. обозначения см. на рис. 25

тости Кендыктасская зона близка к Кызылжарской и Даганделинской, Кызылсорская приближается к Жаманкон-Карагандинской. Наибольшую меланократовость базальтоидов имеет Даганделинская зона, наименьшую — Жаманкон-Карагандинская. Кызылсорская и Кендыктасская зоны характеризуются наибольшей величиной коэффициента фракционирования. По титанистости каждая зона отличается друг от друга. Максимальные содержания диоксида титана (2,0–2,3 %) отмечаются в Кендыктасской и Кызылсорской зонах, минимальные (1,4 %) в Жаманкон-Карагандинской.

Приведенные данные о распределении петрохимических характеристик показывают:

1) основным типом зональности пояса является продольная петрохимическая зональность, выражающаяся в индивидуальных петрохимических

ких особенностях отдельных звеньев и в закономерной смене отдельных петрохимических свойств (прежде всего относительной роли K_2O) при переходе от одного звена к другому. Направление изменения петрохимических особенностей отражает последовательное увеличение мощности земной коры и степени ее жесткости при переходе от северо-восточного к субширотному и далее к юго-западному звену;

2) поперечная зональность не играет всеобъемлющей роли. Она характерна только для отдельных звеньев и определяется существованием наиболее проницаемых зон, приуроченных к осям мантийных поднятий, в которых мощность земной коры минимальна. Индивидуальные особенности звеньев и отдельных зон зависят как от мощности земной коры, так и от глубины магматических очагов.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Характерной особенностью орогенных вулcano-плутонических поясов является насыщенность разнообразными по морфологии и составу интрузивными массивами. В Казахском девонском поясе интрузии образуют две группы плутонических формаций — девонских собственно пояса и каменноугольно-пермских телеорогенных. К первой относятся интрузии, возникающие на определенных этапах и стадиях развития структуры одновременно или почти одновременно с вулканическими формациями. Формации этой группы составляют вертикальный формационный ряд, включающий среднедевонские диорит-гранодиоритовую, монцонит-сиенитовую, средне-позднедевонскую лейкогранитовую и позднедевонскую аляскитовую плутонические ассоциации.

Вторая группа объединяет последевонские интрузии, являющиеся представителями телеорогенного магматизма, хронологически и генетически связанного с более молодыми герцинскими складчатыми системами (Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской) и позднепалеозойским Прибалхашско-Илийским вулcano-плутоническим поясом. Вертикальный формационный ряд этой группы сходен с девонским поясом по относительной возрастной последовательности и геолого-петрографическим особенностям.

В пространственном расположении девонских плутонических формаций пояса отмечаются определенные закономерности, подчеркивающие индивидуальные особенности отдельных звеньев. Юго-западное звено максимально насыщено интрузивными образованиями, среди которых резко преобладают батолитообразные массивы средне-позднедевонской лейкогранитовой формации. Среднедевонские диорит-гранодиоритовые и монцонит-сиенитовые интрузии в виде небольших по площади тел тяготеют к внутренней границе пояса. Звено отличается также максимальной мощностью гранитоидных интрузий по сравнению с соседними звеньями. Значительные площади его заняты на глубине массивными гранитоидов, нижняя кромка которых, судя по геофизическим данным, располагается на глубинах более 10 км, маркируя зоны наиболее интенсивного гранитообразования в пределах формирующегося субкислого слоя земной

коры. Эти зоны приурочены к внутренней и внешней границам звена и совпадают с системами глубинных разломов, определяющих конфигурацию пояса (Жалаир-Найманской, Сарытумской, Атасуйской, Акбастауской).

В субширотном звене интрузивный магматизм менее проявлен, чем в юго-западном. Интрузивные тела имеют меньшие размеры. Большим распространением пользуются среднедевонские диорит-гранодиоритовая и монзонит-сиенитовая формация. Области максимальной глубины залегания "подошвы" гранитоидных массивов (более 10 км) располагаются вдоль внутренней границы звена севернее Спасской зоны глубинных разломов.

В северо-восточном звене отмечаются единичные небольшие по площади девонские интрузивные массивы монзонит-сиенитовой и лейкогранитовой формаций. Для звена характерна наименьшая глубина залегания нижних кромок гранитоидов (менее 5 км), что обусловлено максимальной величиной последевонского эрозионного среза, отличающего это звено от других звеньев пояса.

При анализе размещения позднепалеозойских плутонических формаций обращает на себя внимание сравнительно небольшое количество телеорогенных интрузивных тел, расположенных в юго-западном и субширотном звеньях пояса. Наиболее насыщенно телеорогенными интрузиями северо-восточное звено, что объясняется влиянием на него не только Прибалхашско-Илийского позднепалеозойского вулканоплутонического пояса, подходящего вплотную к внутренним границам звена, но и позднегерцинской Иртыш-Зайсанской складчатой системы.

Ниже приводится краткая характеристика девонских плутонических формаций. При их описании использованы материалы К.А. Абдрахманова, Л.Г. Егорычева, В.Н. Завражнова, В.С. Коптева-Дворникова, Г.Ф. Ляпичева, Т.С. Николаевой, В.И. Серых, Р.Н. Соболева, Э.М. Спиридонова, В.Г. Тихомирова, В.М. Шульги. Ю.А. Чернопольского и др., дополненные личными наблюдениями.

СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Диорит-гранодиоритовая формация объединяет карамендинский и кызылжартасский интрузивные комплексы. Она представлена разнообразными по составу породами, среди которых преобладают гранодиориты, диориты, биотит-роговообманковые граниты. Наибольшим распространением формация пользуется в Южносарысу-Тенизском и на юге Жалаир-Найманского района, где слагает тела, локализующиеся вдоль субширотных и северо-западных систем разломов. Отдельные массивы, судя по особенностям гравимагнитного поля, соединяются на глубине в единые крупные плутоны, донная часть которых залегает в интервале глубин от 3 до 12 км. Кроме того, гранитоиды формации совместно с породами монзонит-сиенитовой и лейкогранитовой ассоциаций принимают участие в строении полихронных интрузивов.

Возраст формации до настоящего времени оценивался как раннеде-

вонский [8, 24], ранне-среднедевонский [32], среднедевонский. Проведенные в последние годы исследования показали, что отдельные массивы кызылжартасского комплекса, объединяемого с карамендинским в единую формацию, прорывают отложения угуздауской свиты. В полихронных массивах диорит-гранодиоритовые интрузии прорываются гранитоидами среднедевонского (коккудуктюбинского) и средне-позднедевонского (теректинского, кылчинского, жельтауского) интрузивных комплексов. На этом основании возраст формации принимается среднедевонским.

Цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом по биотиту, дают разброс от 394 до 414 млн. лет [24].

Интрузивные массивы имеют обычно форму небольших вытянутых и изометричных штоков и полого залегающих межформационных плитообразных тел ограниченной вертикальной мощности, не превышающей 10—12 км. Массивы вытянуты в направлении контролирующих их размещение разломов и обладают пологой кровлей. Породы фации эндоконтакта содержат большое количество ксенолитов глубинного происхождения и крупные останцы кровли. Характерной особенностью внутреннего строения массивов является их неоднородность как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Неоднородность состава, обусловленная чередованием диоритов, гранодиоритов, является следствием многофазовости массивов. Наряду с секущими интрузивными взаимоотношениями пород различного состава наблюдаются и фациальные взаимоотношения между ними.

В массивах формации выделяют обычно четыре фазы внедрения: начальных внедрений — мелкозернистые до мелко-среднезернистых неравномернозернистые диориты и габбро-диориты; I фаза — среднезернистые неравномернозернистые кварцевые диориты, гранодиориты; II фаза — мелко- и среднезернистые слабо порфирированные гранодиориты (60 %), переходящие в биотит-роговообманковые граниты (40 %); III фаза — мелко- и среднезернистые неравномернозернистые нормальные граниты. Становление комплекса завершается внедрением даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, микродиоритов, диорит-порфиров, диабазов.

Объемные соотношения фаз меняются в широких пределах. Преобладают гранодиориты и граниты II фазы. Количество жильных образований в массивах крайне незначительно. Постмагматические изменения обычно проявлены слабо и неравномерно.

Диорит-гранодиоритовая формация относится к нормальному известково-щелочному ряду пород и калиево-натриевой серии. В отдельных массивах устанавливается повышенная роль натрия в породах начальной и первой фаз внедрения. Для диоритов и кварцевых диоритов характерны также скачкообразные изменения содержания оксидов железа и магния. Металлогеническая специализация формации трактуется неоднозначно. [8, 9].

Становление массивов происходило в гипабиссальных условиях, на что указывают: 1) наличие широкой фации эндоконтакта; 2) расп-

рострашение порфириовидных структур; 3) изменчивость структурно-текстурных особенностей и неравномерность состава; 4) отдельные петрографические особенности.

СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Монцонит-сиенитовая формация, включающая карасорский, кокудуктюбинский, карасайский интрузивные комплексы, характеризуется чрезвычайно пестрым, преимущественно субщелочным составом слагающих ее пород (от ортоклазовых габбро до кварцевых сиенитов и щелочных гранитов) и значительной изменчивостью состава отдельных интрузивных массивов. Породы формации образуют как самостоятельные тела, так и входят в состав крупных полихронных массивов совместно с диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формациями. Площадные размеры массивов сравнительно невелики и не превышают обычно 100–150 км². Массивы в плане имеют округло-овальную вытянутую вдоль крупных разломов штоко-, лакколито- и дайкообразную форму с отношением длины к ширине, достигающим в отдельных случаях 10:1. В целом массивы представляют в большинстве случаев типично трещинные интрузии, размещение которых контролируется системами крупноамплитудных длительно существующих разрывов. Тела вдоль разрывов неравномерно распределяются по площади, образуя цепочки и скопления в местах пересечения разломов.

Интрузивные массивы прорывают отложения эйфельского яруса среднего девона (угузтаускую и иргайлинскую свиты). Данные о соотношениях с более молодыми живетскими свитами достаточно противоречивы. В юго-западном звене на ряде массивов определены контакты с породами кургакшолоакской свиты (шолоакской толщей) и низами жаксыконской серии [32]. Для субширотного звена имеются данные о присутствии пород формации в гальке конгломератов жаксыконской серии [8]. Эти противоречия, по-видимому, объясняются неоднозначностью трактовки возрастного объема жаксыконской серии равными исследователями, включающими в нее различные части среднего девона.

В последние годы высказывается точка зрения о более молодом (позднедевонском) возрасте формации в юго-западном звене (карасайский комплекс) [32]. Радиологические данные (калий-аргоновый метод по биотиту) показывают достаточно большой разброс цифр абсолютного возраста — от 346 до 407 млн. лет [8, 9].

Учитывая прорывание в субширотном звене пород формации гранитами среднего-позднего девона (в полихронных массивах), возраст формации условно принимается среднедевонским.

В большинстве случаев массивы формации характеризуются многофазным строением. Фаза начальных внедрений представлена либо субщелочными (ортоклазовыми) габбро, либо субщелочными диоритами и кварцевыми диоритами, мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми. I фаза сложена кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами, реже субщелочными калиевополевошпатовыми гранитами с варьирующими

структурами: от мелкозернистой, резко порфиroidной до мелкосреднезернистой, неравномернозернистой; II фаза — мелко-среднезернистыми, неравномернозернистыми и слабопорфиroidными щелочными гранитами. Жильная серия представлена аплитовидными гранитами, микрогранитами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами и диабазами. В массивах по объему резко преобладают породы I фазы.

Породы монзонит-сиенитовой формации относятся к субщелочному и в меньшей степени щелочному рядам, калиево-натриевой серии. Отличия химического состава пород отдельных комплексов и отдельных массивов выражаются в незначительных колебаниях общей щелочности и доли калия в сумме щелочей.

Металлогеническая специализация формации не ясна. Предполагается парагенетическая связь с нею контактово-метасоматических проявлений железа, грейзеновых и кварцево-жильных — молибдена, вольфрама, олова.

Геолого-петрографические особенности формации указывают на гипабиссальные и приповерхностные условия ее образования.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДЕВОНСКАЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Лейкогранитовая формация представлена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми лейкократовыми, в меньшей степени аляскитовыми гранитами. Последние не превышают 10 % общего объема формации. Формация объединяет разновозрастные интрузивные комплексы, выделяемые ранее В.С. Коптевым-Дворниковым под названием второго девонского. В юго-западном звене это теректинский, кылчинский, кызыл-эспинский, каиб-жалгазский, жельтауский и айдарлинский комплексы; в северо-восточном — чингизский комплекс.

Размеры массивов на современном эрозионном срезе колеблются от десятков до первых тысяч квадратных километров. Лейкограниты образуют как самостоятельные тела (обычно небольшого размера, не превышающие 100–200 км²), так и входят в состав крупных полихронных массивов, в которых занимают резко преобладающее положение. В плане интрузивы либо изометричные, либо имеют неправильные очертания. По морфологии массивы относятся либо к линейно-вытянутым валообразным батолитоподобным массивам с поперечным гребневидным сечением, либо к округло-овальным куполовидным лакколлитам, либо к изометричным и вытянутым штокам. Наиболее крупные массивы по геофизическим данным представляют собой уплощенно-цилиндрические и полигонально-блоковые тела с крутыми боковыми контактами и плоским ступенчатым дном. Мощность таких массивов ограничена, не превышает 10–14 км, что позволяет рассматривать их в качестве межформационных плитообразных тел — гарполитов. В районах наибольшего распространения гранитоидных массивов (южная половина юго-западного и восточная часть субширотного звеньев) они соединяются на глубине, образуя вытянутые арéal-плутоны, линейно ориентированные вдоль границ пояса.

Несмотря на многочисленные исключения, мощность гранитных плутонов, обусловленная глубиной генерации кислых магматических расплавов, закономерно уменьшается по простиранию пояса в направлении "по часовой стрелке". Наибольшая мощность гарполитов отмечается в Западно-Балхашском и на юге Жалаир-Найманского районов, где составляет 10–14 км, наименьшие мощности лейкогранитных тел характерны для северо-восточного звена, в пределах которого они не превышают 2–4 км.

Гранитоиды лейкогранитовой формации имеют активные интрузивные контакты с отложениями нижнего и среднего девона и перекрываются фамен-нижекаменноугольными отложениями, разрез которых начинается с базально-конгломератовой толщи (дайринская свита и ее аналоги), содержащей гальку и валуны пород лейкогранитового состава. Первое появление продуктов размыва формации отмечается в ряде мест и в нижележащих "немых" терригенных толщах (в айртауской свите на севере Северосарысу-Тенизского района). В юго-восточной части Жельтауского плутона граниты прорваны субвулканическими телами кияхтинской свиты верхнего девона.

Приведенные соотношения позволяют датировать возраст формации средним-поздним девонем. Радиологические данные (калий-аргоновый метод по биотиту) указывают на значительный разброс значений возраста — от 330 до 410 млн. лет. Разными исследователями приводятся различные средние цифры абсолютного возраста формации: 355, 365–366, 377 млн. лет.

Для массивов характерно в основном двухфазовое строение: I фаза представлена неравномернозернистыми, от средне- до крупнозернистыми, слабопорфировидными гранитами, II — мелко-среднезернистыми неравномернозернистыми слабопорфировидными гранитами. Обе фазы имеют внутрикамерные дифференциаты, сложенные мелко- и тонкозернистыми резко порфировидными породами и пегматитами, состав которых не отличается от состава соответствующей фазы. Они в виде пологих пластобразных тел, даек и штоков секут породы "материнской" фазы. Дайковая серия достаточно многочисленна и образована гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами и диабазами. Интенсивно проявлены калишпатизация, локальная грейзенизация, окварцевание. Широко развиты жилы кварца.

К крупным антиклиналям и антиклинорным поднятиям (типа Бурунтауского) тяготеют массивы, сложенные лейкогранитами. В соседних депрессиях, заполненных вулканогенными формациями, кроме нормальных появляются и алясковитые разности. Характер контактовых изменений зависит от морфологии и глубинности отдельных массивов. Малоглубинные тела (до 5 км) сопровождаются ореолами биотитовых, реже биотит-амфиболитовых роговиков, для среднеглубинных (5–10 км) типичны амфиболовые, пироксен-амфиболовые роговики. В зонах пологих контактов наиболее мощных плутонов отмечаются амфиболито-гнейсовые и гранито-гнейсовые образования приконтактной гранитизации и магматического замещения.

В петрохимическом отношении среди гранитоидов формации значимо преобладают породы нормального ряда, калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистого типа. Металлогеническая специализация определяется молибден-вольфрамовыми проявлениями (и отдельными месторождениями), приуроченными к зонам грейзенизации, окварцевания и кварцевым жилам в эндо- и экзоконтактных частях массивов. На Сарысу-Тенизском водоразделе с нею связана также оловорудная минерализация.

Формирование формации происходит в гипабиссальных и абиссальных условиях в субкислом слое земной коры. Блоковые перемещения фундамента девонских вулканитов приводили к образованию интрузивных камер, расположенных нередко в центральных частях ранее сформировавшихся вулcano-тектонических депрессий. Последующим внутрикамерным заполнениям лейкогранитными расплавами способствовала активизация движений по системам линейных и кольцевых разломов.

ПОЗНЕДЕВОНСКАЯ АЛЯСКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Рассматриваемая формация представлена породами талгарского, жадринского и щунакского (кызылтасского) интрузивных комплексов. Она пользуется меньшим распространением по сравнению с лейкогранитовой формацией, слагая единичные массивы в пределах юго-западного звена, приуроченные в основном к внешней и внутренней границам пояса. Массивы имеют вытянутые в линейном направлении, округло-овальные и изометричные очертания, небольшие площадные размеры, не превышающие 100–200 км² (за исключением Талгарского и Аксайского интрузивов, площадь которых соответственно 300 и 320 км²). Большинство массивов по морфологии представляют собой штоки и лакколиты, занимающие часто центральные части вулcano-тектонических депрессий.

Интрузивные тела прорывают отложения среднего (угузтауская свита) и верхнего (кияхтинская свита) девона, гранитоиды карасайского (средний девон) и кылчинского (средний-поздний девон) интрузивных комплексов и в свою очередь пересекаются дайками условно раннего карбона. Указанные соотношения свидетельствуют о позднедевонском возрасте формации. Радиологические данные показывают значительный разброс цифр абсолютного возраста — от 348 до 405 млн. лет [8, 9, 32].

Породы формации имеют щелочно-алясковитый и аляскитовый состав. Массивы двухфазные. Первая фаза сложена средне-, среднекрупно- и крупнозернистыми, вторая — мелко- и среднезернистыми породами. Каждая из фаз обладает своими внутрикамерными дифференциатами (дополнительными интрузивами и жильной серией) — мелко-, мелко-тонкозернистыми гранитами. Породы относятся к щелочному ряду, калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистому типу. Судя по талгарскому комплексу, для формации характерна редкометалльно-полиметаллическая металлогеническая специализация.

Массивы формируются на заключительном позднедевонском этапе развития пояса, завершая вертикальный ряд плутонических формаций.

**СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ ПРИБАЛХАШСКО-ИЛИЙСКОГО
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА****СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Основы стратиграфии верхнего палеозоя, заложенные Е.Д. Шлыгиным, В.М. Сергиевским, С.Е. Колотухиной, получили дальнейшее развитие и логическое оформление в результате исследований В.Ф. Беспалова, Г.В. Нехорошева, А.А. Розенкранца, М.Б. Стааль, а затем В.Я. Кошкина, В.Д. Стеркина, К.А. Азбеля, М.Р. Борукаевой, А.С. Кумпана, К.А. Мясникова и др. В процессе этих работ было показано широкое распространение в пределах Токрауского звена и примыкающих к нему районах преимущественно каменноугольных, а в Баканас-Алакольском районе и Илийском звене — пермских и пермско-триасовых вулканогенных образований. Вместе с тем за последние годы [14, 24, 25] определение ископаемой флоры новых местоположений и переопределение старой (С.В. Мейен, М.И. Радченко, Г.П. Радченко, К.З. Сальменова) показали, что ряд толщ, традиционно считавшихся каменноугольными, имеет пермский возраст, что привело В.Я. Кошкина к изменению стратиграфической схемы верхнего палеозоя Северного Прибалхашья, выделению новых пермских свит и значительному расширению ареала пермского вулканизма. В результате новых стратиграфических построений В.Я. Кошкина подтвердился вывод о единстве и đồngовозрастности вулканических процессов на всей территории вулканоплутонического пояса. В.Я. Кошкина подтвердился вывод о единстве и đồngовозрастности вулканических процессов на всей территории вулканоплутонического пояса.

Тем не менее вопросы стратиграфии и обоснования возраста вулканогенных образований конкретных разрезов и отдельных вулканических районов продолжают оставаться остродискуссионными. Флористические комплексы, на которых базируется возраст толщ, встречаются совместно с ископаемой фауной в прибрежно-морских отложениях во внутренних частях Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Балхашском антиклинории, Бороталинском синклинории). Имеются противоречия в датировке свит по флоре и фауне, выражающиеся в омоложении возраста по листовой флоре примерно на одну эпоху геохронологической шкалы. Наблюдается несоответствие каменноугольного абсолютного возраста интрузивных комплексов пермскому (по флоре) возрасту прорываемых вулканогенных свит.

В связи с имеющимися разногласиями в работе использовано стратиграфическое расчленение и группировка разрезов в свиты, которые отражены на последних региональных геологических картах Центрального и Южного Казахстана масштаба 1:500000 [8, 9]. Корреляция стратиграфических подразделений в пределах пояса отображена в табл. 5.

В Северном Прибалхашье разрез континентальных вулканогенных образований начинается с каркаралинской свиты средневизейского подъяруса — серпуховского яруса. Отсутствие видимого несогласия в основании свиты и залегание ее на морских нижневизейских отложениях в отдельных разрезах вдоль внутренних границ пояса послужили отправной точкой для вывода о принадлежности данной свиты предшествующей фамен-раннекаменноугольному ("островодужному") вулканическому циклу [14]. Однако каркаралинская свита в ряде мест Каркаралинского, Северо-Токрауского и Катанзельского вулканических районов с отчетливо выраженным угловым несогласием залегает на разновозрастных горизонтах силура и нижнего карбона. Угловое несогласие обусловлено внутривизейскими тектоническими движениями саурской фазы. С этим же возрастным рубежом связана смена условий морского осадконакопления мощной наземной вулканической деятельности. Резкое изменение палеографических условий в сочетании с прямыми данными о предшествующих тектонических движениях имеет принципиальное значение для отнесения каркаралинской свиты к низам орогенного вулканоплутонического структурно-формационного комплекса.

Каркаралинская свита сложена толщей буровато-серых, зеленовато-серых андезитов, реже андезитобазальтов, туфов и игнимбритов дацитового, риолитового и андезитового составов, чередующихся с конгломератами, песчаниками и углистыми сланцами. Мощность достигает 1700 м.

В отложениях обнаружены растительные остатки, характерные для визейского — серпуховского ярусов. Стратиграфическое положение свиты выше нижневизейской кемельбекской определяет средневизейский нижний возрастной рубеж свиты [14, 16].

В Илийском звене подошва вулканоплутонического пояса отвечает основанию нижнего карбона. В Заилийском и Кетменском районах маломощная толща красноцветных терригенных пород условно фаменского возраста, несогласно лежащих на разновозрастных отложениях, перекрывается мощной (1400—2500 м) кетменской свитой турнейского яруса — нижневизейского подъяруса. В разрезах свиты выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена конгломератами и песчаниками с прослоями известняков, кремнисто-углистых сланцев, туфов кислого и среднего состава. Средняя часть разреза представлена базальтами и трахибазальтами, их туфами, туфопесчаниками и конгломератами, иногда кислыми вулканитами. Верхняя пачка состоит преимущественно из риодацитов. Подчиненную роль играют песчаники, конгломераты и кислые туфы. Возраст кетменской свиты определен по ее положению в разрезе и флоре, принадлежащей турне — раннему визе [9].

Кетменская свита перекрывается шункарской свитой средневизейского подъяруса — серпуховского яруса. В одних структурах в составе свиты преобладают краснокаменноизмененные лавы, туфолавы, игнимбриты и туфы трахидацитового — трахириолитового состава, в других — буровато- и зеленовато-серые андезитобазальты. В основании

Отдел	Каркаралинско-Алакольское, Токрауское звенья (по В.Я. Кошкину, 1981, А.К. Мясникову и др., 1981)		
Нижний триас			
Верхняя пермь	Шангельбайская свита: игнимбриты и лавы трахириолитов — трахидацитов. 200–1400 м		Бакалинская свита: базальты, андезитобазальты, трахибазальты, трахириолиты, конгломераты. 200–1000 м
	Майтасская свита: андезитобазальты, трахиандезитобазальты, субщелочные базальты, трахириолиты, игнимбриты. 400–500 м		
Нижняя пермь	Караирекская свита: лавы, туфы, тефроиды трахириолитов, риолитов, конгломераты, песчаники, алевролиты. 150–1100 м		Кармысская свита: риолитовые туфы, песчаники и др. 150–500 м
	Чубарайгырская свита: дациты, андезиты, трахидациты, трахиандезиты, трахириолиты, игнимбриты и автомагматические брекчи дацитов. 200–1300 м	Актобинская свита: трахиандезитобазальты, трахидациты, трахириолиты, их игнимбриты и туфы. 400–1400 м	Кызылкининская свита: андезиты трахиандезитобазальты, трахидациты, трахириолиты, их игнимбриты и туфы. 400–1400 м
	Колдарская свита: туфы, игнимбриты, автомагматические брекчи дацитового, риодацитового, риолитового составов, андезиты, конгломераты, песчаники. 200–2300 м		
Верхний карбон	Керегетасская свита: туфы, игнимбриты, автомагматические брекчи риолито-дацитового, реже трахириолито-трахидацитового составов, андезиты, конгломераты, песчаники. 200–1600 м		
Средний карбон	Калмакзмельская свита: андезиты, дациты, их туфы и автомагматические брекчи, редко трахиандезиты, трахириолиты, конгломераты, песчаники. 300–2500 м		
Нижний карбон	Каркаралинская свита: андезиты, туфы риолитового, дацитового, андезитового составов, песчаники, конгломераты. 250–1700 м		
	Силур, девон, турнейский ярус, нижневизейский подъярус		

Списки флоры — в [9, 14, 16, 25].

Илийское звено (по К.А. Азбелю, А.К. Мясникову и др., 1981)	
Малайсаринская свита: туффиты, туфы, игнимбриты кислого состава, конгломераты, песчаники. 200–500 м	
Жельдыкаринская свита: базальты, андезитобазальты, андезиты, трахиандезиты, их туфы, конгломераты, песчаники. 200–1000 м	
Жалгызгашская свита: туфы, игнимбриты, лавы риолитоидов, песчаники и др. 300–1000 м	
Бескайнарская свита: андезиты, андезитобазальты, трахиандезитобазальты, их туфы, конгломераты, песчаники. 200–1000 м	
Кугалинская свита: туфы, игнимбриты риодацитового, риолитового составов, конгломераты, песчаники, алевролиты. 200–900 м	
Джамбасская свита: туфы, игнимбриты риолитов и дацитов, конгломераты и песчаники. 200–1000 м	Дегересская свита: андезитобазальты, андезиты, реже туфы. 400 м
	Батпакская свита: конгломераты, песчаники, туфы, игнимбриты риодацитов. 500–600 м
Шункарская свита: вулканыты субщелочных риолитов и др. 600–1800 м	Лавы и туфы среднего, реже кислого состава, песчаники, алевролиты. 1200–2000 м
Кетменская свита: вулканыты основного и кислого составов. 1400–2500 м	Мукринская свита: лавы и туфы кислого, реже основного состава, осадочные породы. 750 м

и верхах разреза присутствуют пачки терригенных пород с прослоями известняков. Мощность свиты 600–1800 м. Возраст определяется по остаткам брахиопод, кораллов, микрофауне [9].

В Южно-Джунгарском районе нижняя возрастная граница вулканоплутонического пояса проводится в основании мукринской свиты турнейского – ранневизейского возраста, несогласно перекрывающей красноцветную молассу верхнего девона. В ее разрезах лавы и туфы риодацитового и дацитового состава с подчиненными прослоями основных вулканитов фациально замещаются к внутренним границам пояса терригенными породами с прослоями углей и известняков. Мощность достигает 750 м. Известняки содержат фауну позднего турне и раннего визе.

Выше залегает вулканогенно-осадочная толща верхнего визе – серпуховского яруса. Эта толща, мощность которой достигает 2000 м, повсеместно со следами глубокого размыва и слабым угловым несогласием перекрывает осадочно-вулканогенные отложения мукринской свиты. Для нее характерны зеленоцветная и сероцветная окраска, углефицированные прослои, фациальная изменчивость. Состав отложений пестрый: конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, реже угли, туфы и лавы среднего, основного и кислого состава. В южной части района в разрезе преобладают лавы и туфы трахиандезитов, в центральной и северной – вулканогенно-осадочные и терригенные образования. На разных уровнях встречена флора [9], аналогичная каркаралинскому флористическому комплексу, что позволяет проводить ее нижнюю возрастную границу внутри визейского яруса.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ КАРБОН

В Токрауском звене, Катанзельском и Беканас-Алакольском вулканических районах к нерасчлененному нижнему-среднему карбону относится калмакальская свита. В горах Калмакзмель она без видимого несогласия, но с глубоким размывом перекрывает отложения каркаралинской свиты, а в других местах отделяется от более древних пород поверхностью углового несогласия. Почти повсеместно основание свиты слагают базальные конгломераты с прослоями песчаников, насыщенные галькой гранитоидов. Большая часть разреза сложена серыми, буровато- и зеленовато-серыми андезитами, туфами и автомагматическими брекчиями андезитового и дацитового состава с пачками тефроидов, песчаников и конгломератов. В верхах наиболее полных разрезов залегают покровы игнимбритов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава. Мощность свиты колеблется от 30 до 2500 м. В толще обнаружены растительные остатки конца раннего и среднего карбона [14].

Возрастным аналогом калмакзмельской свиты в Илийском звене является батпакская свита, выделяемая в Южно-Джунгарском районе, где она несогласно залегает на поверхности верхневизейских – серпуховских отложений. В основании отмечается пачка базальных конгломератов

с галькой подстилающих вулканитов и гранитоидов, выше идут переслаивающиеся алевролиты, песчаники, перекрываемые туфами кислого состава, конгломератами, риодацитовыми ингимбритами и дацитами. Мощность свиты 500—600 м. Возраст по положению в разрезе выше отложений верхневизейского подъяруса — серпуховского яруса и ниже дегересской свиты условно определяется как средне-позднекаменноугольный [9].

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ КАРБОН

В Токрауском звене и Катанзмельском районе нерасчлененный средний-верхний карбон представлен керегетасской свитой. Ареал свиты превышает ареалы более древних вулканогенных свит, что определяет ее согласное залегание на калмакэмельской внутри ареала и резко несогласное залегание на разновозрастных отложениях по его краям. Для Катанзмельского района характерны лиловые, вишнево-бурые ингимбиты, автомагматические брекчии и туфы дацитового — риолитового состава, местами ассоциирующие с трахиандезитами и трахиандезитобазальтами. Мощность свиты 1600 м. Отличительной особенностью разрезов Токрауского звена является преобладание однородных серий, зеленовато- и лилово-серых автомагматических брекчий и игнимбритов риолитового и риодацитового состава. Здесь мощность свиты 200—1000 м. Ранее описываемые как кристаллокластические туфы, они на крупномасштабных геологических картах относились к каркаралинской свите.

Комплекс флоры из осадочных прослоев позволяет датировать керегетасскую свиту средним-поздним карбоном [14, 25]. Именно на этом уровне отмечаются наиболее значительные расхождения в датировках возраста по фауне и флоре. Керегетасский флористический комплекс в морских разрезах Балхашского антиклинория (тыстыкудуской свите) встречается совместно с брахиоподами башкирского и московского ярусов, фораминиферами башкирского и самых низов московского.

В Илийском звене к нерасчлененным отложениям среднего-верхнего карбона относятся джамбасская и дегересская свиты. Джамбасская (карабулакская) свита выделяется в Заилийском и Кетменском районах, где с угловым несогласием залегает на отложениях Шункарской и кетменской свит. Основание свиты слагают конгломераты, перекрываемые толщей красноватых, лиловых, красно-бурых туфов, игнимбритов, лав риолитового, дацитового, реже трахидацитового и трахитового состава, с прослоями песчаников и конгломератов. Скучные растительные остатки определяют широкий возрастной диапазон от среднего карбона до перми. Свита литологически сходна с батпакской свитой Южной Джунгарии, но возрастной интервал ее расширяется на основании перекрытия свиты верхнекаменноугольными — нижнепермскими отложениями, а не средне-верхнекаменноугольными, как в Джунгарии. Мощность свиты 200—1000 м.

В Южно-Джунгарском районе дегересская свита залегает на батпакской без видимого несогласия. Преобладают андезитобазальты, базальты, иногда андезиты, трахиандезиты, их туфы, зеленовато-серой, темно-

серой, темно-коричневой окраски. Осадочные породы, представленные редкими прослоями песчаников, составляют менее 10 %. Мощность свиты 400 м. Возраст ее определяется по положению в разрезе выше среднекаменноугольной батпакской свиты и ниже верхнекаменноугольных – нижнепермских отложений [9].

ВЕРХНИЙ КАРБОН – НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

В Северном Прибалхашье выделяется колдарская свита, характерной особенностью которой является преобладание в разрезах краснокаменноизмененных туфов, автомагматических брекчий риолитов и риодацитов, иногда с повышенной щелочностью. В Северо-Токрауском районе строение свиты усложняется за счет разнообразных вулканитов андезитового состава, тяготеющих к низам разреза. В Баканас-Алакольском районе появляется большое количество прослоев терригенных пород. Типичны тефроиды и агломератовые туфы. Свита обычно несогласно залегает на калмакзмельской и более древних отложениях и без видимого несогласия, но часто с горизонтом конгломератов в основании – на керегетасской свите. Мощность свиты от 200 до 2300 м [14]. Многочисленные остатки растений указывают на раннепермский возраст, хотя допускается начало ее формирования в конце позднего карбона [25]. Вместе с тем в морских аналогах колдарской свиты – кунгисаякской – в Балхашском антиклинории колдарский флористический комплекс встречается совместно с брахиоподами московского яруса.

В Илийском звене колдарской свите соответствует кугалинская (алмалыкская) свита, без видимого несогласия, но повсеместно с базальными конгломератами или песчаниками в основании залегающая на отложениях джамбасской и дегересской свит. В низах разреза обычно обособляется пачка бурых и зеленовато-серых песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями кислых туфов и окремнелых известняков, выше сменяющаяся толщей бурых, сиреневых, розовых туфов, туфолов, игнимбритов дацитового и риолитового состава. В Южной Джунгарии разрез венчают известковистые аргиллиты и песчаники. Мощность свиты от 200 до 900 м.

Позднекаменноугольный – раннепермский возраст свиты установлен по растительным остаткам.

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Нижнепермские отложения представлены разновозрастными и чубарайгырской, актобинской, кызылкинской и бескайнарской свитами.

Чубарайгырская свита выделяется в Токрауском звене, Каркаралинской зоне и южной части Катанзмельского района. В длительно развивающихся депрессиях она с параллельным несогласием перекрывает отложения колдарской свиты, за их пределами с угловым несогласием залегает на разновозрастных образованиях. Свита сложена преимущественно кислыми вулканитами субщелочного ряда – от трахидаци-

тов до трахириолитов, среди которых преобладают ярко-лиловые, лилово-бурые лавы и игнимбриты. Обычно нижняя половина свиты отличается большей основностью слагающих ее вулканитов. К низам разреза тяготеют и пачки серых и темно-серых андезитов и трахиандезитов. Единичные покровы средних эффузивов встречаются также среди вышележащих трахидацитовых и трахириолитовых вулканитов. Мощность свиты от 200 до 1300 м.

Возраст свиты определяется как вторая половина ранней перми по ее стратиграфическому положению и находкам флоры в низах разреза в горах Бугалы [14, 16].

Актобинская свита распространена по северо-восточной окраине Катанэмельского и в восточной части Каркаралинского районов. Свита залегает в Катанэмельском районе на колдарской, а по его северо-восточному краю и в Каркаралинском районе на разновозрастных толщах девона и нижнего карбона; сложена субщелочными базальтами, трахиандезитобазальтами, андезитами, окрашенными в темные зеленовато-серые, буро-серые цвета, полифировыми и афировыми, часто миндалекаменными. В непостоянных соотношениях с вулканитами среднего и основного состава находятся туфы и игнимбриты трахириолито-трахидацитового состава, составляющие от 5 до 30 % объема свиты. Мощность свиты 400—1300 м. В прослоях песчаников обнаружены отпечатки раннепермской флоры [14, 16].

Кызылкинская свита выделяется в Баканас-Алакольском районе. Она сочетает в себе признаки как чубарайгырской, так и актобинской свит и несогласно залегает на колдарской и более древних отложениях. Она образована переслаивающимися вулканитами субщелочного ряда — от базальтоидов до риолитоидов. Широко распространены игнимбриты, туфы трахидацитового — трахириолитового состава лиловых, коричневых цветов. Субщелочные основные и средние эффузивы в одних случаях тяготеют к низам свиты, чередуясь с пачками кислых вулканитов, в других — встречаются по всему разрезу, в третьих — сосредоточены в его верхах. Повсеместно присутствуют конгломераты, песчаники, алевролиты. Мощность свиты 400—1400 м. Кызылкинский флористический комплекс отличается от более древнего колдарского и сопоставляется с верхними комплексами нижней перми Кузбасса. В верхах кызылкинской свиты найдены также остатки филлопод, среди которых присутствуют формы, характерные для верхов ранней перми [25].

В Илийском звене возрастным аналогом описанных свит является бескайнарская свита, без видимого несогласия залегающая на кушалинской свите. Исключением является южный склон хр. Кетмень, где она с угловым несогласием перекрывает отложения нижнего и среднего-верхнего карбона. В Заилийском и Кетменском районах в составе свиты преобладают темно-серые, бурые миндалекаменные лавы, реже туфы базальтового, андезитобазальтового состава с субщелочным уклоном, с горизонтами конгломератов, песчаников, алевролитов, битуминозных известняков. Мощность свиты 200—800 м. В Южно-Джунгарском районе разрез несколько меняется. Среди вулканитов преобладают чере-

дующиеся покровы андезитов, андезитобазальтов и разнозернистых туфов того же состава. В отдельных разрезах появляются прослои песчаников и туффитов. Мощность свиты в Южно-Джунгарском районе 250—1000 м. Растительные остатки определяют раннепермский возраст свиты [9].

ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ

В Токрауском звене, Успенском, Каркаралинском и Катанэмельском районах в основании верхнепермских отложений залегает караирекская свита, несогласно перекрывающая породы чубарайгырской, актобинской, колдарской свит и прорывающие их гранитоиды топарского и кокдалинского интрузивных комплексов. Свита представлена разнозернистыми туфами, лавами и игнимбритами кислого состава с субщелочным уклоном. Повсеместно в различных частях разреза встречаются светлоокрашенные тонкослоистые туффиты, песчаники и алевролиты с горизонтами тефроидов, конгломератов, линзами известняков. Локально развиты покровы андезитов, андезитобазальтов. Мощность свиты достигла 1100 м.

Свита содержит смешанный комплекс флор — формы, относящиеся к различным палеофлористическим провинциям. Стратиграфическое положение свиты выше нижнепермских свит и присутствие форм, характерных для низов верхней перми, определяют ее позднепермский возраст [14].

На отложениях караирекской и более древних свит несогласно залегает майтасская свита, выделяемая в пределах Токрауского звена. Она сложена нормальными и субщелочными базальтами, андезитобазальтами и андезитами, переслаивающимися с лавами и игнимбритами риолито-трахириолитового состава. Мощность свиты 400—500 м.

Шангельбайская свита согласно перекрывает отложения майтасской свиты, с которой она тесно ассоциирует, образуя единые вулканотектонические структуры. Типоморфной особенностью свиты является весьма однообразный состав вулканитов, представленных лавами и игнимбритами трахидацитового — трахириолитового ряда. Мощность свиты до 1400 м.

Майтасская и шангельбайская свиты, не содержащие ископаемых остатков, условно относятся к поздней перми на основании их стратиграфического положения выше караирекской свиты и сопоставления с позднепермской бакалинской свитой, возраст которой в Баканас-Алакольском районе охарактеризован флорой.

В Баканас-Алакольском районе разрез верхней перми начинается с кармысской свиты, залегающей без видимого несогласия на кызылкинской свите. Она сложена светлоокрашенными туффитами, алевролитами, песчаниками, с прослоями конгломератов, туфов и игнимбритов риолитового состава. Мощность свиты 150—500 м.

В комплексе флоры, кроме ангарских видов, присутствуют евразийские и уральские формы. Видовой состав комплекса коррелируется

с ильинской подсерией Кузнецкого и Тунгусского бассейнов и грациленто-бreviфолиевым комплексом Монголии, отвечающих низам поздней перми. Найдены также остатки ганоидных и кистеперых рыб, подтверждающих позднепермский возраст [22, 35].

На размытой поверхности кармысской и кызылкиинской свит несогласно залегает бакалинская свита. Она сложена толщей миндалекаменных трахибазальтов, базальтов, андезитобазальтов, содержащей прослои основных туфов, пачки и прослои лав, игнимбритов и туфов субщелочных риолитоидов. Встречаются пачки красноцветных и сероцветных песчаников, конгломератов, линзы известняков. Мощность свиты 200—1000 м. Бакалинский флористический комплекс сопоставляется с комплексом ерунаковской подсерии Кузбасса, отвечающей верхам поздней перми [22; 35].

В Илийском звене в основании верхней перми залегает жалгызга-гашская свита, являющаяся возрастным аналогом кармысской и карирекской в Северном Прибалхашье. Свита с толщей валунно-галечных конгломератов, песчаников и гравелитов в основании залегает на размытой поверхности бескайнарской свиты. Выше залегают сиреневые, розовые, вишневые туфы, игнимбриты, реже лавы трахириолито-трахидацитового состава, содержащие в отдельных разрезах прослои кислых туффов, песчаников и алевролитов. Мощность свиты 300—1000 м. В Южно-Джунгарском районе в туффитах встречен комплекс позднепермской флоры [9].

Выше по разрезу идет жельдыкаринская свита, согласно сменяющая жалгызгагашскую. В Заилийском и Кетменском районах это красноцветная терригенная толща с прослоями туфов трахиандезитового, реже кислого состава. Местами свита почти целиком сложена трахиандезитами с редкими прослоями песчаников и конгломератов. Мощность свиты 200—800 м. В Южной Джунгарии свита представлена чередованием базальтов, андезитобазальтов, андезитов с пластами разнозернистых туффов основного и среднего состава. Туфы преобладают. Характерно также широкое распространение конгломератов, лахаровых брекчий. Здесь мощность свиты 200—1000 м. Позднепермский возраст свиты подтверждается находками флоры [9].

НИЖНИЙ ТРИАС

Нижнетриасовые отложения представлены малайсаринской свитой, распространенной только в Южно-Джунгарском районе Илийского звена и завершающей разрез позднепалеозойских вулканогенных образований. На подстилающей жельдыкаринской свите она лежит согласно, иногда с признаками небольшого размыва. Свита представлена песчаниками, мелкогалечными конгломератами, гравелитами с прослоями и пачками туфов, игнимбритов риолитового состава. В отдельных разрезах кислые вулканы преобладают. Мощность свиты превышает 200—500 м. Остатки флоры определяют раннетриасовый возраст малайсаринской свиты, хотя нельзя исключить, что начало ее образования относится еще к концу поздней перми [9].

Формационный анализ верхнего палеозоя сопряжен с рядом трудностей, отражающих принципиальные отличия Прибалхашско-Илийского пояса от Казахстанского девонского. Значительно большая пестрота разреза с преобладанием кислых вулканитов, близость типоморфных особенностей различных вулканогенных свит, сходство петрохимических показателей разновозрастных пород одного и того же состава затрудняют определение геологических рубежей, являющихся естественными границами вулканических формаций. Эти причины приводят к тому, что выделение формаций в пределах пояса часто подменяется описанием многочисленных близких по составу вулканических комплексов, включающих стратифицированные накопления, субвулканические и жерловые фации [16].

При объединении вулканических комплексов в вулканические формации учитывались следующие факторы.

1. Резкое изменение палеографической обстановки, проявляющееся в смене условий морского вулканогенно-осадочного осадконакопления на субаэральные вулканогенные. Эта смена на большей части пояса приходится на внутривизейское время.

2. Внедрение крупных интрузивных тел, соответствующее моментам ослабления вулканической деятельности и частичной тектонической перестройки. Наибольшее значение имеет в этом отношении рубеж раннего и среднего карбона (предкалмакэмельское время, отвечающее времени внедрения музбельского комплекса).

3. Массовые влияния базальтоидов, приуроченные к раннему карбону и внутрираннепермскому времени (кетменская, актобинская, бескайнарская свита).

4. Изменение петрохимических особенностей вулканитов, в первую очередь суммарной щелочности. По площади щелочность меняется в широких пределах, даже в разновозрастных вулканогенных образованиях. При этом зоны с высокой и низкой щелочностью обычно подчиняются ортогональному рисунку глубинных разломов [16].

Изучая средние химические составы разновозрастных групп, семейств и видов пород, рассчитанных по надежному количеству анализов и нивелирующих площадные колебания составов, можно видеть, что для преобладающих в позднем палеозое риолитоидов отмечается скачкообразное увеличение щелочности с повышением роли K_2O при переходе через границу, разделяющую колдарскую и чубарайскую — кзылкиинскую свиты и их возрастные аналоги. Приведенное положение находится в полном соответствии с данными других исследователей.

Вертикальный формационный ряд позднего палеозоя предкалмакэмельским и предчубарайгырским — предкзылкиинским несогласиями разделяется на три части, соответствующие раннекаменноугольной, среднекаменноугольной — раннепермской и раннепермской — раннетриасовой группам вулканических формаций. Номенклатура каждой формации строится по тем же принципам, что в Казахстанском девонском поясе. Исключением является трахириодацито-трахиандезитобазальтовая форма-

ция ранней перми — раннего триаса, в названии которой учтена не преобладающая породная группа, а наиболее типичное для нее и объемно преобладающее семейство горных пород.

При определении состава формаций широко использовались средние химические составы разновозрастных пород, вычисленные на основании данных В.Я. Кошкина, А.К. Мясникова, К.А. Азбеля, Л.И. Скринник, К.Н. Ткаченко, В.Г. Севастьянова, А.М. Курчавова, а также автора.

Латеральные и вертикальные соотношения между выделенными формациями отображены в табл. 6.

Нижекаменноугольные формации представлены трахиандезито-риолитоидной и трахибазальто-риолитоидной ассоциациями общим объемом более 150000 км³. Для них характерна отчетливая гомодромная последовательность с обособлением основных и средних вулканитов в низах, а кислых в верхах формаций. Обращает на себя внимание сонахождение в составе формаций субщелочных базальтоидов и андезитоидов с кислыми породами нормального ряда.

Трахиандезито-риолитоидная формация распространена в Северном Прибалхашье в пределах Катанэмельского, Северо- и Южно-Токрауского вулканических районов (рис. 27), включая каркаралинскую свиту и синхронные ей субвулканические и жерловые образования. Возраст ее охватывает вторую половину визе и серпуховский век, ориентировочно составляя 10–15 млн. лет. Объем превышает 40000 км³. Во внутренних частях Джунгаро-Балхашской складчатой системы — Балхашском антиклинории — она замещается одновозрастной морской карбонатно-терригенной формацией (алабинская свита).

Формация претерпевает значительные изменения по латерали. Вдоль внутренних субширотных границ пояса, в шовных структурах зон Калмакэмельского и Кусакского глубинных разломов, преобладают литокристаллокластические и литокластические андезитоидные туфы, содержащие покровы лав и игнимбритов того же состава, реже — базальтов — андезитобазальтов. Многочисленные субвулканические тела сложены преимущественно диабазами и базальтами. Данный тип строения позволяет выделить из состава формации существенно андезитоидную субформацию.

К северу от субширотных шовных структур андезитоидные вулканиты отмечаются только в основании формации. Основной ее объем составляют литокристаллокластические туфы и игнимбриты дацитового — риодацитового состава. Риолитоидный туфо-игнимбритовый состав характерен для Южно-Токрауского района, где вулканиты формации сосредоточены в основном в Котырасанской грабен-синклинали вдоль зоны Бактайского глубинного разлома. Основной и средний вулканизм проявлены только в субвулканической форме.

Повсеместно вулканогенные образования тесно ассоциируют с туффитами и вулканомиктовыми терригенными породами, которым в отдельных разрезах принадлежит ведущая роль (в переходных фациях к морским геосинклинальным формациям). Мощность стратифицированных накоплений достигает 1500–1700 м.

Сопоставление вулканических формаций Прибалхашско-

Возраст	Районы Каркаралинско-Алакольского звена			
	Баканас-Алакольский	Катанэмельский	Успенский и Каркаралинский	Северо-
Ранний триас	Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая (с трахибазальтами, трахиандезитами, риолитами) $v > 26$			
Пермь	поздняя	Трахиандезито-трахириолитоидная		
	ранняя	Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая (с трахибазальтами, трахиандезитами, риолитами) $v > 26$		
Карбон	поздний	Трахиандезито-риолитоидная (с трахиандезитобазальтами) $v > 80$	Риолитоидная субформация $v = 21$	Трахиандезито-риолитоидная (с трахиандезитобазальтами) $v = 43$
	средний	Андезитоидная субформация $v > 60$		
	ранний	Трахиандезито-риолитоидная (с трахиандезитобазальтами) $v = 12$		Трахианде

Примечание. v – объем накоплений в тыс. км³

Илийского вулкано-плутонического пояса

Районы Токрауского звена		Районы Илийского звена	
Токрауский	Южно-Токрауский	Южно-Джунгарский	Заилийский и Кетменский
Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая $v = 1$ (с трахиандезитобазальтами и трахитами) $v > 80$		Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая (с трахибазальтами, риодацитами) $v > 20$	
Риолитоидная субформация $v = 27$		Трахиандезито-риолитоидная $v > 30$	
Андезитоидная субформация $v = 16$		Трахиандезито-риолитоидная (с трахиандезитобазальтами, трахибазальтами) $v > 30$	
зито-риолитоидная (с базальтами) $v = 30$		Риолитоидная субформация $v > 17$	
		Трахибазальто-риолитоидная (с трахиандезитами) $v > 110$	

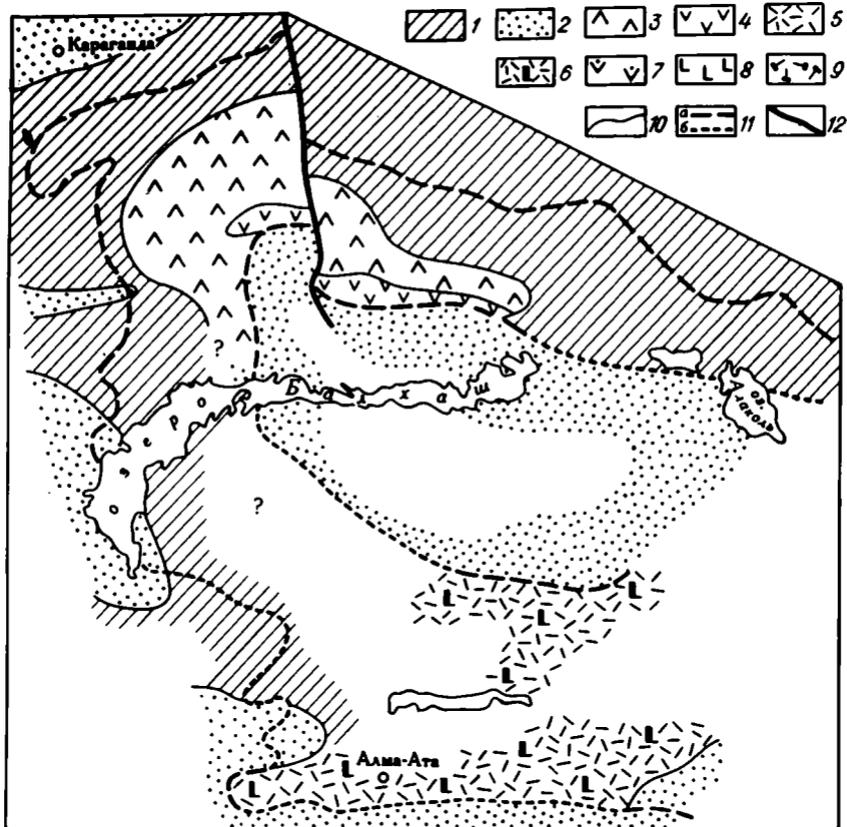


Рис. 27. Схема распространения раннекаменноугольных (в Северном Прибалхашье – средневизейско-серпуховских) формаций.

1 – области отсутствия осадконакопления; 2 – области осадочной, преимущественно морской аккумуляции; 3–9 – вулканические формации и субформации (3 – трахиандезито-риолитоидная, 4 – андезитоидная, 5 – риолитоидная, 6 – трахибазальто-риолитоидная, 7 – трахириодацито-трахиандезитобазальтовая, 8 – трахиандезито-трахибазальтовая, 9 – трахиандезито-трахириолитоидная); 10, 11 – границы: 10 – формаций и субформаций, 11 – пояса на современном срезе (а), под покровом рыхлых отложений (б); 12 – раннемезозойский Центрально-Казхастанский сдвиг

Становление формации связано с прерывисто-пульсационными преимущественно эксплозивными извержениями полигенных вулканов центрального типа. Образуя отдельные, изолированные друг от друга, вулканические конуса в пределах Катанэмельского района, цепочками вытянутые вдоль широтных глубинных разломов, в Северо-Токрауском районе они, по-видимому, формировали обширные вулканические плато.

Средний состав риолитоидов, составляющих около 50 % общего объема формации, отвечает риодациту нормального ряда с содержанием кремнезема 68–69 % и суммарной щелочностью 7,2–7,3 %. Породы принад-

лежат к калиево-натриевой серии, являются высокоглиноземистыми и весьма низкотитанистыми. Андезитоиды в целом соответствуют трахиандезитам с содержанием кремнезема около 59 %, суммарной щелочности 6,1–6,2 % и коэффициентом аглаитности 0,52. Они обладают калиево-натриевым, высокоглиноземистым, мезократовым и умеренно низкотитанистым петрохимическими уклонами. Базальтоиды, встречающиеся в разрезах андезитоидной субформации в Северо-Токрауском районе, по среднему химическому составу приближаются к гиперстеновым базальтам, калиево-натровым, высокоглиноземистым, лейкократовым, умеренно железистым, умеренно низкотитанистым.

Трахибазальто-риолитоидная формация [20], распространенная в Илийском звене, объединяет кетменский и шункарский вулканические комплексы и их возрастные аналоги. Формация перекрывает докембрийские, кембро-ордовикские толщи, каледонские гранитоиды, вулканы девона и красноцветную молассу верхнего девона – низов нижнего карбона. Возраст ее турнейско-серпуховский. Продолжительность формирования 20–25 млн. лет. Максимальная мощность 5000–6000 м. Общий объем превышает 110000 км³. К югу и северу от Илийского звена она замещается морскими карбонатными и терригенными отложениями.

Поверхностью предсредневизейского размыва формация разбивается на две части. Нижняя представлена толщей краснокаменноизмененных вулканитов и продуктов их перемыва. На востоке Заилийского и юге Кетменского районов характерной особенностью нижней половины формации является гомодромная последовательность вулканитов. Базальтоиды, реже трахиандезитобазальты, чередуясь с осадочными породами, образуя низы разреза, а пирокластические накопления риодацитового – риолитового состава венчают разрез. Иной тип строения отмечается в Южной Джунгарии, на севере Кетменского района и на западе Заилийского. В основании наблюдаются игнимбриты и туфы дацитов, риолитов, трахидацитов, сменяющиеся вверх по разрезу базальтоидами. Широко распространены субвулканические тела андезитового и риолитового состава. В целом риолитоидные туфы и игнимбриты занимают 2/3 общего объема. На долю базальтоидов приходится около 1/3. Количество терригенных пород обычно не превышает 10 % и лишь в зонах, переходных к морским фациям, их количество возрастает до 30 %.

Верхняя часть формации имеет осадочно-вулканогенный состав. На долю вулканитов приходится до 60 % ее общего объема, остальной объем занимают продукты водной переработки вулканитов и хемогенные образования. В целом для нее характерны крайняя фациальная неустойчивость с преобладанием на одних участках кислых туфов, игнимбритов, реже лав, на других – базальтов и андезитобазальтов. Типичны серая, зеленая окраски пород, сочетание линейной, линзовидной и косой слоистости, а также присутствие специфических образований, таких как пизолитовые туфы, угли, углисто-кремнистые сланцы, известняки, туффиты.

В целом состав формации определяется преобладанием риолитоидной группы, занимающей 42–52 % общего объема (дациты 18–28 %,

риодациты 11–12 %, риолиты до 28 %). Базальтоиды составляют 20–27 % общего объема, андезитоиды 29–31 % (из них трахиандезитобазальты 16–22 %).

Накопление пород связано с извержениями полигенных вулканов центрального типа. Судя по чередованию вулканитов с терригенными и вулканогенно-осадочными породами, извержения носили пульсационно-прерывистый характер. Максимум вулканической активности приходился на турне-ранневизейское время, когда площадь ареала вулканизма была наибольшей.

По химизму основная группа имеет трахибазальтовый состав с содержанием кремнезема в среднем 50,2 % и суммарной щелочностью 4,74 %. Базальтоиды калиево-натриевые, высокоглиноземистые, мезократовые, умеренно магниевые, умеренно низкотитанистые. Средний состав андезитоидов отвечает трахиандезитобазальту с содержанием кремнезема 56,5 %, суммарной щелочностью 6,3 % и коэффициентом аглаитности 0,54. Андезитоиды принадлежат к калиево-натриевой серии, имеют высокоглиноземистый, мезократовый и умеренно низкотитанистый уклоны. Средний состав риолитоидов соответствует риодациту нормального ряда с содержанием кремнезема 69,7 % и суммарной щелочностью 7,4 %. Породы калиево-натриевые, весьма высокоглиноземистые, весьма низкотитанистые.

Среднекаменноугольная – раннепермская трахиандезито-риолитоидная формация в Северном Прибалхашье объединяет калмакэмельский, керегетасский и колдарский вулканические комплексы. Объединение разновозрастных комплексов в единую ассоциацию основывается на близости площадей распространения, отсутствии видимых несогласий в наиболее полных и мощных резервуарах, появлении в верхах древних комплексов образований, полностью идентичных породам более молодых комплексов, сходстве петрографических и петрохимических особенностей вулканитов. Поверхностью предкерегетасского, а в Баканас-Алакольском районе предколдаского размылов формация разделяется на две субформации: нижнюю – существенно андезитоидную и верхнюю – риолитоидную. В Катанэмельском и Баканас-Алакольском районах наибольшим ареалом обладает андезитоидная субформация, в Токрауском звене – риолитоидная, которая на севере Северо- и Южно-Токрауского районов выходит за пределы развития андезитоидной субформации и переходит на более древние образования (рис. 28). Мощность формации достигает 5000–6000 м. Объем превышает 120000 км³. Продолжительность образования ориентировочно оценивается в 40–45 млн. лет.

Во внутренних частях Джунгаро-Балхашской системы трахиандезито-риолитоидная формация замещается морскими сероцветными преимущественно терригенными отложениями общей мощностью до 3500 м (буртуласская, тастыкудукская и кунгисаякская свиты).

Наиболее распространены автомагматические брекчии, в меньшей степени игнимбриты, состав которых меняется от средних до кислых. Реже встречаются чисто лавовые и туфовые образования. Нижняя андезитоидная формация сложена автомагматическими брекчиями и лавами

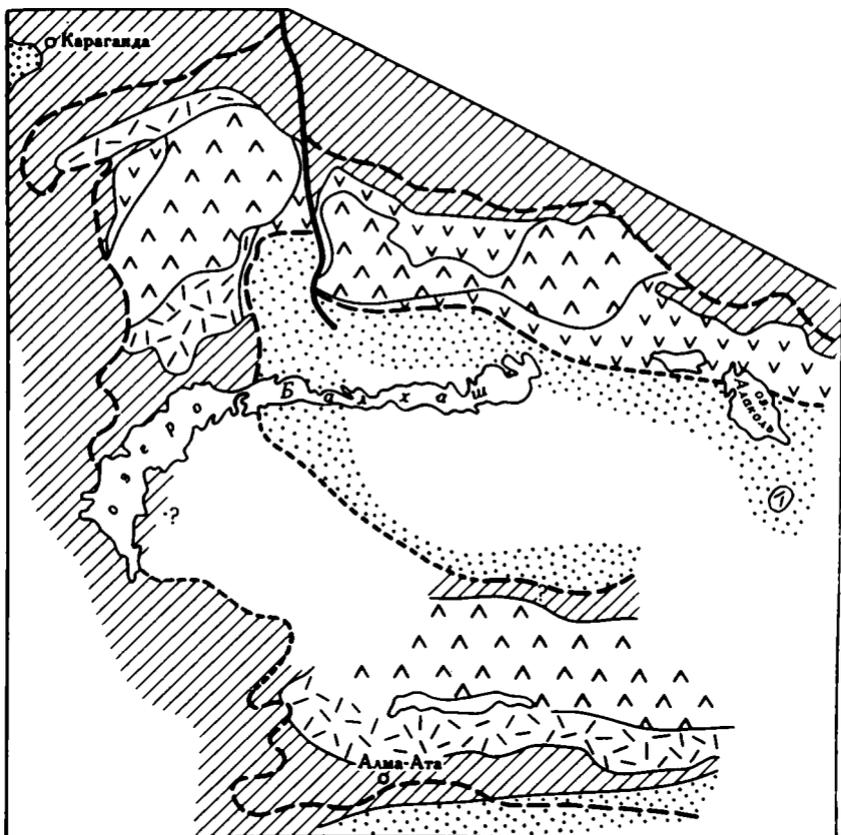


Рис. 28. Схема распространения формаций среднего карбона — начала ранней перми.
Усл. обозначения см. на рис. 27

андезитоидного состава, верхняя — риолитоидная — автомагматическими брекчиями и игнимбритами, в меньшей степени лавами и туфами риодацитового, дацитового и риолитового состава. Образование формации связано с многочисленными моногенными центральными и трещинными вулканическими аппаратами, деятельность которых приводила к образованию обширных вулканических плато с неясно выраженной стратификацией покровов. Вулканические центры выявляются в основном по линейному или ареальному расположению субвулканических и нековых тел.

Андезитоидная группа, составляющая около 30 % объема формации, в среднем соответствует трахиандезиту с содержанием кремнезема 59—60 %, общей щелочностью 6,8 % и коэффициентом агапайности 0,58. Горные породы имеют калиево-натриевый, высокоглиноземистый и мезократовый уклоны. От андезитов раннекаменноугольных формаций они отчет-

ливо отличаются более низким содержанием диоксида титана (весьма низкотитанистый уклон). Средний состав риолитоидной группы отвечает риодациту нормального ряда с несколько повышенной по сравнению с раннекаменноугольными риолитоидами кремнекислотностью (70–71 %) и щелочностью (7,8 %).

В Илийском звене формация наиболее полно представлена в Южно-Джунгарском районе, где она объединяет батпакский, дегересский и кугалинский вулканические комплексы. Ее мощность не превышает 2000 м. На севере Заилийского и Кетменского районов она охватывает джамбасский и кугалинский вулканические комплексы и их возрастные аналоги. Здесь для нее характерны сокращенная (не более 1000 м) мощность и преимущественно кислый состав, что позволяет, несмотря на появление в верхах формации средних и основных вулканитов, выделить существенно риолитоидную субформацию. Общий объем формации в Илийском звене не превышает 45000 км³.

К югу и северу от ареала формации ее низы фациально замещаются пестроцветными прибрежно-морскими терригенными и карбонатными отложениями (башкирско-московские отложения Бороталинского синклинория, тюпская и чааркудукская свиты Текесской зоны).

Вулканиты тесно ассоциируют с туфогенно-осадочными породами. Насыщенность вулканогенно-осадочными породами, также как и относительно малая мощность, отличает Илийское звено от Северного Прибалхашья. В Южно-Джунгарском районе вулканогенная часть формации образована мощными (до 100 м и более) покровами кислых игнимбригов с горизонтами риолитоидных туфов, слагающими низы и верхи разрезов (батпакский и кугалинский комплексы). В средней части залегают пироксеновые и роговообманковые трахиандезиты, перемежающиеся с покровами разнообразных туфов того же состава. Реже встречаются трахиандезитобазальты.

Риолитоидная субформация Заилийского и Кетменского районов характеризуется значительной неоднородностью строения, преимущественным развитием кислых игнимбригов, туфов и туфолов, чередующихся с вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами. Местами в верхней половине появляются покровы трахиандезитов и трахибазальтов, занимающих 10–20 % объема субформации.

Базальтоиды представлены трахибазальтами с содержаниями кремнезема 50,1 % и суммарной щелочностью 5,5 %. По сравнению с раннекаменноугольными в них возрастает общая щелочность, несколько повышается глиноземистость и понижается железистость. Роль K₂O и титанистость сохраняется примерно на том же уровне. Андезитоидная группа в Илийском звене в среднем отвечает трахиандезиту с содержанием SiO₂ 57,4 %, общей щелочностью 6,1 % и коэффициентом агпаитности 0,51. Риолитоиды, так же как и в раннекаменноугольной формации, от которых они петрохимически почти совершенно не отличимы, в среднем соответствуют риодациту нормального ряда (SiO₂ 69–70 %, Na₂O + K₂O = 7,4 %).

Раннепермские — раннетриасовые формации отличаются от более древних устойчивым субщелочным составом продуктов вулканизма,

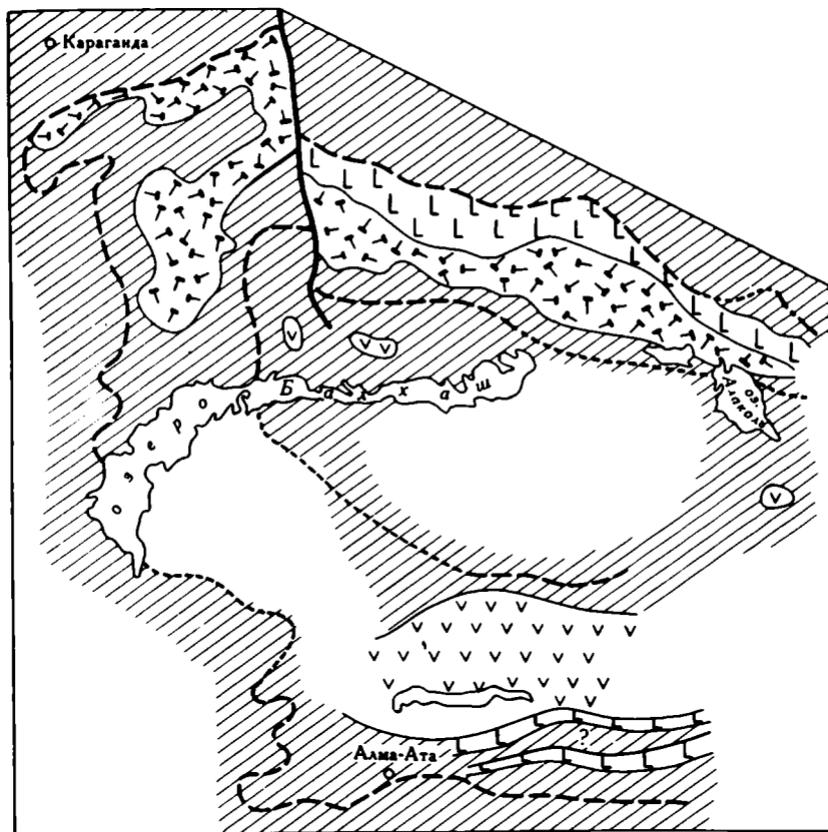


Рис. 29. Схема распространения формаций второй половины ранней перми.
Усл. обозначения см. на рис. 27

включая риолитоидную группу, и массовым распространением вулканитов базальтового — андезитобазальтового состава. Базальто-андезитобазальтовые накопления появляются в разрезах формаций во второй половине ранней и поздней перми, разделенных периодом активного риолитоидного вулканизма. Они локализируются в вулканических зонах, протягивающихся вдоль внутренних и внешних границ субширотных частей пояса — Каркаралинско-Алакольского и Илийского звеньев. Контуры разновозрастных зон, насыщенных базальтоидами, смещены относительно друг друга. Выделяются две формации, отличающиеся относительной ролью базитового вулканизма: трахиандезито-трахириолитоидная (в Илийском звене — трахиандезито-риолитоидная) и трахириодацито-трахиандехитобазальтовая (рис. 29, 30). Образование формаций связано с извержениями крупных щитовых вулканов, деятельность которых сопровождалась внутрикальдерными обрушениями и просядками. Учитывая миграцию вулканизма во времени и в пространстве,

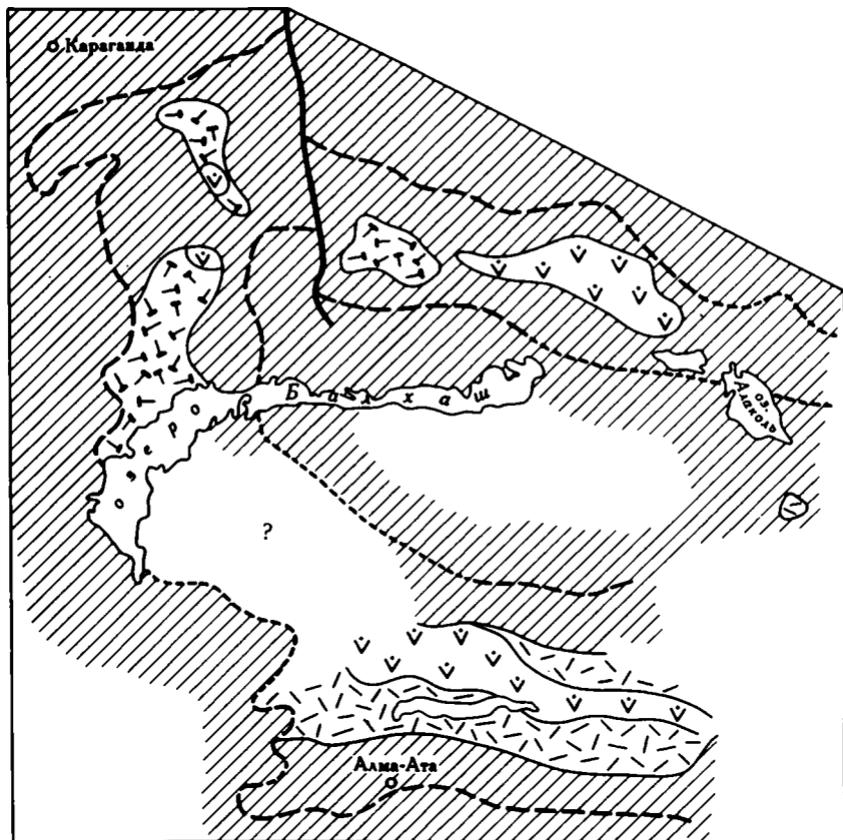


Рис. 30. Схема распространения формаций поздней перми — раннего триаса.
Усл. обозначения см. на рис. 27

границу между выделенными формациями можно провести с известной долей условности. Общий объем продуктов вулканизма превышает 150000 км^3 . Временной интервал образования в Северном Прибалхашье охватывает вторую половину ранней перми — позднюю пермь (около 35 млн. лет), в Илийском звене — вторую половину ранней перми — начало раннего триаса (около 40 млн. лет).

Трахиандезито-трахириолитоидная формация в Северном Прибалхашье наиболее распространена в южной половине Баканас-Алакольского и Катанзмельского вулканических районов, в западной и северной частях Южно-Токрауского района. Меньшим распространением она пользуется в Северо-Токрауском, Успенском и Каркаралинском районах. Формация объединяет чубурайгырский, кызылкинский, караирекский, майтасский и шангельбайский вулканические комплексы. Майтасский комплекс полифациален и имеет как субщелочной риолитоидно-андезитовый (в Южно-Токрауском районе), так и трахиандезито-

трахибазальтовый состав. В последнем случае он часто выделяется под названием жантауского [24, 48]. Между этими двумя основными фациями имеются постепенные переходы, выражающиеся в появлении в ряде разрезов подчиненных покровов трахиандезитобазальтов. Описываемая формация включает наиболее кислые и переходные фации майтасского комплекса, в то время как жантауский тип разреза характеризует трахириодацито-трахиандезитобазальтовую формацию. Мощность формации достигает 3000 м. Объем вулканитов превышает 80000 км³.

Для раннепермской части формации (чубарайгырский и кзылскиинский вулканические комплексы) характерным является гомодромная последовательность вулканогенных образований. Залегающие в основании лавы, реже туфы и тефроиды трахиандезитов, местами выклинивающиеся, перекрываются мощной толщей кислых субщелочных игнимбритов, реже лав. Среди них залегают отдельные покровы трахиандезитов, кислых туфов и автомагматических брекчий.

Позднепермская часть ассоциации (караирекский, майтасский, и шангельбайский комплексы) образована пестроокрашенными риолитоидными туфами, тефроидами и игнимбритами, с прослоями и пачками трахиандезитов, вулканомиктовых терригенных пород, туффитов, сменяющимися выше миндалекаменными трахиандезитами и трахиандезитобазальтами, чередующимися с субщелочными кислыми игнимбритами. Верхи формации представлены линзовидно-флюидальными базокварцевыми игнимбритами трахидацитового — трахиориолитового состава, образующими покровы мощностью 100 м и более.

Покровные фации ассоциируют с разнообразными по морфологии и составу субвулканическими, экструзивными и жерловыми телами, принимающими участие в строении крупных кольцевых магматогенно-тектонических структур.

Кислые породы составляют около 70 % объема формации, андезиитоиды — 30 %. Риолитоиды в среднем отвечают по составу трахириодациту с содержанием SiO₂ 68,6–70,8 % и суммарной щелочностью 8,4–8,5 %. Важно отметить повышенную роль K₂O, содержания которого достигают 5,5 %, также отличающую риолитоиды данной ассоциации от более древних. По отдельным петрохимическим показателям некоторые разновидности приближаются к пантеллеритам и “калиевым риолитам” (риолитоиды шангельбайского комплекса). Андезиитоиды в целом соответствуют трахиандезитам с содержанием SiO₂ 60–62 %, общей щелочностью 6,6–7,0 % и коэффициентом агпаитности 0,56–0,61. В них также возрастает относительная роль K₂O по сравнению с андезиитоидами более древних ассоциаций. Закономерное увеличение калийности отмечается и вверх по разрезу формации. В караирекском вулканическом комплексе породы приближаются к трахитам с содержанием кремнезема 63–64 %, общей щелочностью 8,9 % и коэффициентом агпаитности 0,77.

Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая формация распространена вдоль северного края Каркаралинско-Алакольского звена. В Токрауском звене она слагает изолированные Жантаускую и Майтасскую депрессии. Формация объединяет актобинский, бакалинский вул-

канические комплексы, аналогичные фации кызылкийинского и майтасского комплексов (акшокинскую и жантаускую), а также маломощный кармысский комплекс. В Каркаралинско-Алакольском звене нижняя возрастная граница формации проходит внутри ранней перми, в Жантауской и Майтасской структурах – внутри поздней перми. Максимальную мощность описываемая ассоциация имеет в Баканас-Алакольском районе, где она достигает 3000 м. Общий объем формации превышает 30000 км³.

Основная роль принадлежит основным и средним вулканитам, представленным миндалекаменными, афировыми, в меньшей степени полифировыми трахибазальтами – трахиандезитами, окрашенными в темные зелено-серые, почти черные, буро-серые цвета. Преобладают трахиандезитобазальты (около 45 % объема формации) и трахибазальты (около 30 % объема), различия между которыми устанавливаются только петрохимически. Трахибазальты и трахиандезитобазальты чередуются с лавами, игниабритами и туфами трахидацитового – трахириолитового состава. Для кислых вулканитов, составляющих в среднем 10–12 % объема всех вулканогенных образований, характерны обычные яркие лиловые, красные, зеленые, желто-серые цвета. В подчиненных количествах присутствуют конгломераты, песчаники, алевриты, туффиты, образующие быстро выклинивающиеся пачки. С покровными фациями ассоциирует большое количество субвулканических тел субщелочных риолитоидов. Широко распространены пластовые и лакколитообразные тела.

Базальтоидная группа отвечает трахибазальтам с содержанием кремнекислоты 50–51,4 % и общей щелочностью 5,5–5,9 %, калиево-натриевым, высокоглиноземистым, лейкократовым. От базальтоидов более древних формаций Северного Прибалхашья (раннего карбона) они отличаются повышенной щелочностью и титанистостью. Андезитоидная группа в целом соответствует трахиандезитобазальту с содержанием кремнекислоты около 56 % и общей щелочностью 6,8 %. Риолитоидная группа имеет средний трахириодацитовый состав (SiO_2 69,7–71,8 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,4–9$ %). Трахириодациты по отдельным петрохимическим характеристикам приближаются к пантеллеритам с относительно повышенными содержаниями K_2O .

В Илийском звене выделяются трахиандезито-риолитоидная и трахириодацито-трахиандезитобазальтовая формации, находящиеся в тесном переплетении. Трахиандезито-риолитоидная ассоциация объединяет породы среднего состава бескайнарского вулканического комплекса, развитые в Южной Джунгарии, и риолитоидные образования жалгызагашского комплекса, распространенные по северному краю Заилийского и Кетменского районов и в северной части Южно-Джунгарского района. В соответствии с этим формация подразделяется на две субформации – раннепермскую – трахиандезитобазальто-трахиандезитовую и позднепермскую – риолитоидную.

Трахиандезитобазальто-трахиандезитовую субформацию образуют потоки и покровы пироксеновых трахиандезитов и трахиандезитобазальтов, чередующиеся с горизонтами разнообразных туфов среднего состава.

Редко встречаются покровы игнимбритов. Субвулканические и жерловые тела представлены экструзивными куполами, лакколитами, силлами и дайками пород, аналогичных по составу и петрографическим особенностям покровным фациям. Ведущая роль при извержениях принадлежала стратовулканам, руины которых фиксируются, помимо скоплений субвулканических тел, резко увеличенными мощностями околожерловых фаций.

Риолитоидная субформация представлена игнимбритами, туфами и лавами дацитового — риолитового составов. Игнимбриды слагают покровы мощностью до 200 м, протягивающиеся на десятки километров. Лавы слагают обычно субвулканические тела, имеющие коническую и дайкообразную форму и группирующиеся в цепочки субширотного простирания. Реже встречаются куполовидные тела и силлы. Образование огромных объемов риолитоидных масс связано с ареальным характером вулканизма и деятельностью многочисленных моногенных аппаратов центрального и трещинного типов [20, 28].

Средний химический состав андезитоидной субформации отвечает трахиандезиту с содержанием SiO_2 57,2 %, общей щелочностью 6,8–6,9 % и коэффициентом агпаитности 0,59, отолитоидной — риодациту нормального ряда (SiO_2 69,6 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,9$ %). Несмотря на преобладание пород нормального ряда, в составе риолитоидной субформации присутствуют и субщелочные кислые вулканиты с суммарной щелочностью 8,2–9,1 %. На долю субщелочных пород приходится не более 20 % объема субформации.

Трахириодацито-трахиандезитобазальтовая формация включает бескайнарский, жельдыкаринский трахибазальто-трахиандезитобазальтовые комплексы и разделяющий их караимчекский риолитоидный комплекс. Верхи формации сложены локально развитым субщелочным риолитоидным малайсоринским комплексом. Таким образом, формация представляет собой в наиболее полном выражении чередование крупных геологических тел преимущественно трахиандезитобазальтового и трахириодацитового состава.

Наиболее распространенной формой залегания основных и средних пород являются мощные и протяженные потоки и покровы, сложенные эффузивами с миндалекаменной текстурой. Локально развиты околожерловые брекчии и пирокластические образования. Присутствуют также продукты перемыва основных и средних вулканитов, представленные маломощными горизонтами вулканомиктовых терригенных пород. Базальтоиды в целом имеют трахибазальтовый состав со средним содержанием кремнекислоты 49,1–49,4 % и общей щелочностью 4,9–5,5 %. От базальтоидов более древних формаций Илийского звена они отличаются повышенной калийностью. Андезитоидная группа соответствует трахиандезитобазальтам (SiO_2 56,7 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,4$ %, коэффициент агпаитности 0,53).

Риолитоиды, "зажатые" между трахиандезитобазальтовыми частями формации и венчающие ее разрез, по особенностям строения аналогичны риолитоидной субформации, описанной выше. По составу кислых про-

дуктов и их петрохимическим особенностям они отличаются от нее, так же как и от риолитоидов более древних формаций, отчетливо повышенной щелочностью, в среднем составляющей 8,7–8,8 %, и более высокой ролью K_2O .

Общие закономерности изменения составов вулканогенных образований рассмотрены В.В. Кепежинским, Е.Н. Тимофеевой, Л.И. Скринник, А.М. Курчавовым. Ими показаны значительные изменения петрохимических особенностей по площади и во времени. Наряду с этим отмечались региональные тенденции, выражающиеся в увеличении щелочности вулканитов с юга на север. На принципиальное значение этого положения было обращено внимание А.А. Моссаковского [23], связывающего эту закономерность с постепенным удалением от широтного пояса Палеотетиса на юге. Вместе с тем изменение представлений о возрасте конкретных вулканических массивов и об ареалах разновозрастного вулканизма, непрерывное накопление петрохимического материала заставляет вновь возвращаться к этим вопросам.

В истории Прибалхашско-Илийского пояса существует важнейший рубеж, проходящий внутри ранней перми, разбивающий историю формирования пояса на два этапа. В более древнем наиболее широко проявлен риолитоидный вулканизм, в более молодом большая роль принадлежит массовым излияниям базальтоидных лав. Этот рубеж трассируется во всех звеньях пояса. При переходе через него наблюдается скачкообразное изменение петрохимических свойств вулканитов. В свою очередь древний (каменноугольно-раннепермский) этап подразделяется на две стадии: раннюю (раннекаменноугольную) и позднюю (среднекаменноугольную – раннепермскую). В более молодом – раннепермском – раннетриасовом этапе также выделяются две стадии, граница между которыми (совпадающая с границей ранней и поздней перми) проводится по изменению пространственного положения и ареалов базальтоидного вулканизма и, по-видимому, совпадает с временем внедрения крупных гранитоидных интрузий.

Для ранней стадии каменноугольно – раннепермского этапа характерна заключительная дифференциация петрохимических свойств вулканитов, наблюдаемая в поперечном сечении. От внутренних к внешним границам Илийского звена отмечается повышение общей щелочности и калийности всех породных групп, глиноземистости пород среднего и основного состава, уменьшение глиноземистости риолитоидов, железистости базальтоидов и андезитоидов, титанистости средних горных пород. Важно отметить, что общая щелочность внешней зоны Илийского звена значительно превышает щелочность вулканогенных пород Токрауского и Каркаралинско-Алакольского звеньев. Возрастание щелочности в северном направлении справедливо только при сравнении петрохимических показателей внутренних зон пояса (рис. 31). Наблюдается изменение химических составов и в звеньях северной части пояса. Каркаралинско-Алакольское звено по сравнению с Токрауским имеет повышенную щелочность и железистость вулканитов средней породной группы.

Для поздней стадии каменноугольно-раннепермского этапа наиболее

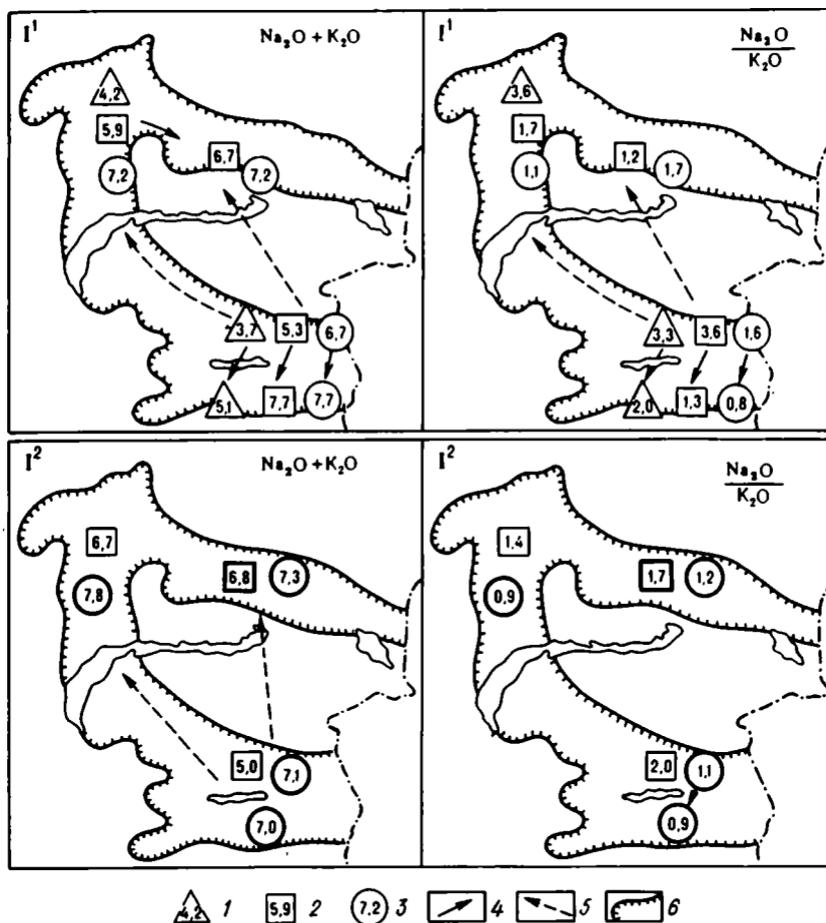


Рис. 31. Схема изменения петрохимических показателей вулканитов ранней (I^1) и поздней (I^2) стадий каменноугольно-раннепермского этапа.

1–3 – средние значения петрохимических показателей природных групп (жирной линией показана группа, преобладающая в составе формации): 1 – базальтоидной, 2 – андезитоидной, 3 – риолитоидной; 4 – направление изменения величин отдельных петрохимических показателей в пределах звеньев; 5 – направление общей тенденции изменения петрохимических свойств; 6 – контуры вулcano-плутонического пояса

отчетливо устанавливается повышение общей щелочности от южного Илийского звена пояса к северным (см. рис. 31). Отмечается также и изменение других петрохимических показателей при переходе от звена к звену и в пределах Илийского звена.

В раннюю стадию раннепермского – раннетриасового этапа формируются мощные субщелочные андезитоидно-риолитоидные серии и существенно базальто-андезитобазальтовые толщи. Последние контрастно

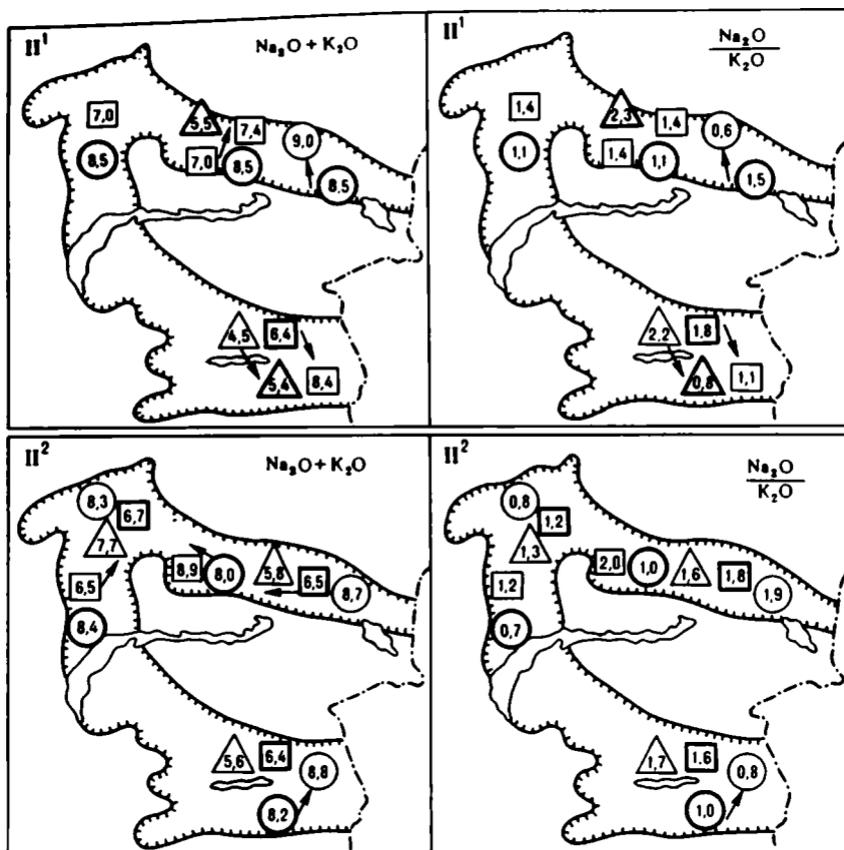


Рис. 32. Схема изменения основных петрохимических показателей вулканитов ранней (II¹) и поздней (II²) стадий раннепермского — раннетриасового этапа.
Усл. обозначения см. на рис. 31

ассоциируют со субщелочными кислыми породами. Бимодальные формации тяготеют к внешним границам Каркаралинско-Алакольского и Илийского звеньев. Существование зон базальтоидного вулканизма определяет и поперечную зональность этих звеньев на данном отрезке времени, которая проявляется в повышении общей щелочности, калийности, в отдельных случаях глиноземистости, титанистости при переходе от внутренних андезитовидно-риолитовидных к внешним базальтсодержащим зонам (рис. 32).

Анализ пространственно-временных закономерностей изменения составов вулканогенных образований приводит к выводу, что установленная ранее общерегиональная тенденция изменения щелочности справедлива только для отдельных стадий развития пояса. Она накладывается на достаточно сложную картину изменения петрохимических свойств, обусловленную различиями в областях генерации магматических расплавов.

Петрохимические характеристики базальтоидов различных формационных типов
(в пересчете на обезвоженные составы)

Оксиды	Сев. Прибалхашье		Илийское звено		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,66	52,86	52,58	51,69	51,61
TiO ₂	0,80	1,23	1,17	1,16	1,01
Al ₂ O ₃	20,18	17,72	17,67	19,11	18,74
Σ FeO	9,88	10,01	10,06	10,39	9,87
MgO	4,11	4,23	6,48	3,84	4,75
CaO	7,95	7,99	7,07	8,17	8,64
Na ₂ O	3,46	3,91	3,41	3,97	3,30
K ₂ O	0,96	2,05	1,56	1,67	2,08
Na ₂ O + K ₂ O	4,42	5,96	4,97	5,64	5,38
Na ₂ O/K ₂ O	3,60	1,91	2,19	2,38	1,59
<i>a</i> ' ²	1,44	1,24	1,07	1,34	1,28
<i>f</i> '	14,79	15,47	17,71	15,39	15,63
<i>k</i> _φ	71	70	61	73	68

1 — раннекаменноугольные (9), 2 — ранне-позднепермские (55), 3 — раннекаменноугольные (124), 4 — среднекаменноугольные — раннепермские (7), 5 — ранне-позднепермские (71). В скобках — количество анализов

Ведущая роль принадлежит степени консолидации ("жесткости"), сформировавшейся ранее земной коры. Именно это, в первую очередь, отличает внешние зоны Илийского и Каркаралинско-Алакольского звеньев, располагающиеся в местах наложения пояса на Казахстанский девонский, от внутренних. Наличие предшествующего девонского вулканизма по периферии Прибалхашско-Илийского пояса и на значительной части его отдельных звеньев, в первую очередь Илийского, разные масштабы и длительность его проявления предопределили отличие позднепалеозойских ассоциаций Илийского звена от более северных частей пояса, а также обусловили различия позднепалеозойских и однотипных с ними девонских вулканогенных формаций.

Эволюция базальтоидов во времени в разных частях пояса протекает по-разному. В Северном Прибалхашье вулканы основной породной группы наиболее характерны для раннепермского — раннетриасового этапа пояса. По сравнению с базальтами каменноугольно — раннепермского этапа, которые играют сравнительно небольшую роль, породы обладают повышенной щелочностью, калийностью, общей железистостью, титанистостью, пониженной глиноземистостью. В Илийском звене максимальные значения щелочности приходится на позднюю стадию начального этапа развития, калийности — на раннепермский — раннетриасовый этап, железистости и титанистости, наоборот, — на раннекаменноугольную стадию. Сопоставление базальтоидов позднепалеозойского и девонского поясов (ср. табл. 7, 2), показывает, что по петрохимическим показателям

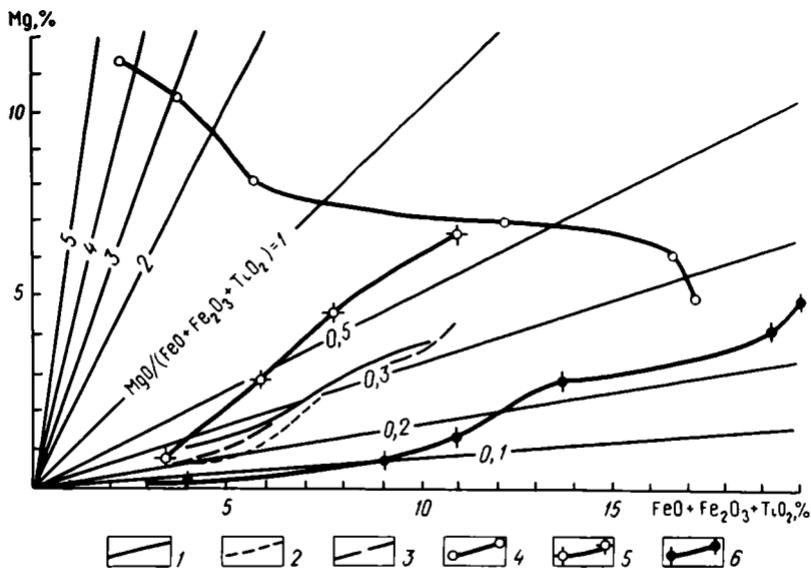


Рис. 33. Диаграмма Mg — $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ формаций Северного Прибалхашья. 1 — раннекаменноугольная трахиандезито-риолитоидная; 2 — среднекаменноугольная — раннепермская трахиандезито-риолитоидная; 3 — ранне-позднепермская трахириодацито-трахиандезитобазальтовая; 4 — базальты и ферробазальты, исследованные экспериментально; 5 — базальто-андезито-риолитовая серия Каскадных гор; 6 — исландито-ферродацито-риолитовая серия Исландии

они значительно отличаются друг от друга. Эти отличия проявляются в значительно меньшей железистости и титанистости, значительно большей глиноземистости позднепалеозойских вулканитов. Для них не характерен фанеровский тренд дифференциации, типичный для базальтоидов поздних стадий развития девонского пояса. Хотя базальтоиды Северного Прибалхашья и Илийского звена имеют разные скорости накопления железа и титана, они характеризуются прямыми корреляционными связями между MgO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, свидетельствующими о силическом тренде дифференциации (рис. 33, 34). Наряду с этим эволюция базальтоидов Северного Прибалхашья, сопровождающаяся относительным накоплением щелочей, железа и титана, качественно напоминает эволюцию базальтоидов девонского пояса.

Андезитоидная группа образуется на всех стадиях и этапах развития пояса. В Северном Прибалхашье общий валовый состав ее тяготеет к субщелочным андезитам, в Илийском звене — андезитобазальтам. Эволюция вулканитов в северных частях пояса выражается в накоплении калия, увеличении глиноземистости, уменьшении общей железистости. В Илийском звене картина более сложная. Максимум калийности, щелочности, минимум титанистости приходится на раннепермский — раннетриасовый этап развития, максимум глиноземистости — на позднюю стадию, а максимум железистости — на раннюю стадию каменноугольно-раннепермского этапа.

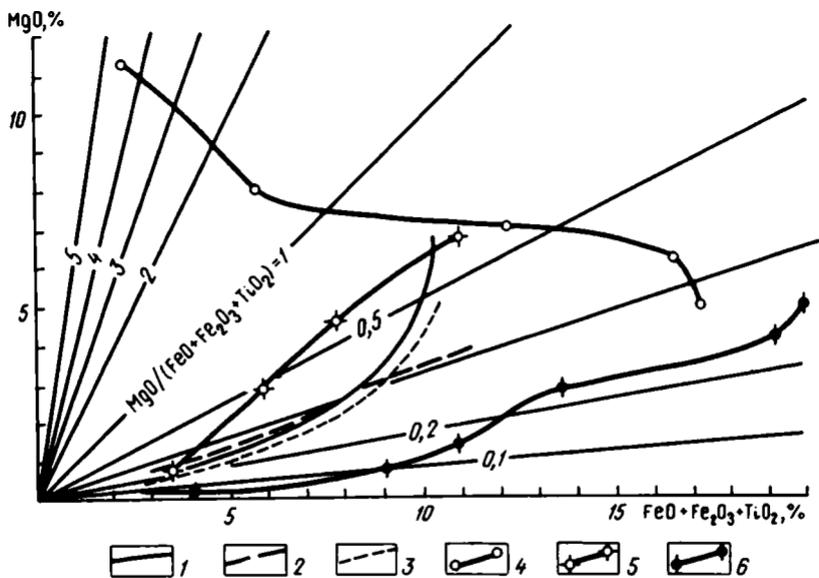


Рис. 34. Диаграмма $MgO - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ формаций Илийского звена. 1 — раннекаменноугольная трахиандезитобазальто-трахибазальто-риолитоидная; 2 — среднекаменноугольная — раннепермская трахиандезито-риолитоидная; 3 — раннепермская — раннетриасовая трахиандезито-трахириолитоидная и трахириодцито-трахиандезитобазальтовая; 4–6 — см. на рис. 33.

За некоторым исключением, андезитойды пояса также отличаются от пород среднего состава девона повышенной глиноземистостью, калийностью, титанистостью, несколько пониженной железистостью, что объясняется вариациями состава базитового слоя и теми изменениями, которые он претерпевает в процессе герцинских тектоно-магматических преобразований (ср. табл. 8, 3).

Таблица 8

Петрохимические характеристики андезитойдов различных формационных типов (в пересчете на обезвоженные составы)

Оксиды	Сев. Прибалхашье			Илийское звено		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	61,05	61,23	61,97	58,44	59,08	58,86
TiO_2	0,77	0,73	0,76	0,92	0,93	0,87
Al_2O_3	17,14	17,10	16,81	17,28	17,63	17,34
ΣFeO	6,93	6,87	6,25	7,97	7,60	7,62
MgO	2,65	2,40	2,71	3,19	2,60	2,89
CaO	5,14	4,72	4,64	5,70	5,88	5,51
Na_2O	3,85	4,06	3,83	3,97	3,98	4,16
K_2O	2,47	2,89	3,03	2,53	2,30	2,71

Оксиды	Сев. Прибалхашье			Илийское звено		
	1	2	3	4	5	6
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	6,32	6,95	6,86	6,50	6,28	6,87
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,56	1,40	1,26	1,57	1,73	1,54
af'	1,79	1,84	1,88	1,55	1,73	1,64
f'	10,35	10,00	9,72	12,08	11,13	11,42
k_a	0,53	0,58	0,57	0,54	0,51	0,57

1 — раннекаменноугольные (18), 2 — среднекаменноугольные — раннепермские (50), 3 — ранне-позднепермские (161), 4 — ранне каменноугольные (168), 5 — среднекаменноугольные — раннепермские (59), 6 — ранне-позднепермские (183). В скобках — количество анализов.

Таблица 9

**Петрохимические характеристики риолитоидов различных формационных типов
(в пересчете на обезвоженные составы)**

Оксиды	Сев. Прибалхашье			Илийское звено		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	69,75	71,27	71,22	71,18	71,58	71,59
TiO_2	0,50	0,37	0,43	0,45	0,41	0,39
Al_2O_3	15,72	14,92	14,59	14,49	14,37	14,26
ΣFeO^3	3,39	3,17	3,08	3,39	3,06	2,96
MgO	0,93	0,78	0,62	0,89	0,88	0,81
CaO	2,30	1,60	1,51	2,04	2,13	1,69
Na_2O	3,91	3,87	3,99	3,92	3,90	4,07
K_2O	3,50	4,02	4,56	3,64	3,67	4,23
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	7,41	7,89	8,55	7,56	7,57	8,30
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,12	0,96	0,87	1,08	1,06	0,96
af'	3,64	3,78	3,94	3,39	3,65	3,78

1 — раннекаменноугольные (25), 2 — среднекаменноугольные — раннепермские (132), 3 — ранне-позднепермские (417), 4 — раннекаменноугольные (277), 5 — среднекаменноугольные — нижепермские (193), 6 — вышепермские — ниже-триасовые (211). В скобках — количество анализов.

Риолитоидная группа входит в состав всех ассоциаций, играя наибольшую роль на поздней стадии каменноугольно-раннепермского этапа. По сравнению с Казахстанским девонским поясом она обладает значительно меньшей дисперсией петрохимических свойств. В изменении химических составов во времени по всему поясу наблюдаются одни и те же закономерности, выражающиеся в увеличении суммарной щелочности, калийности и глиноземистости при сохранении содержаний кремнекислоты примерно на одинаковом уровне (табл. 9). Эти изменения отражают последовательную консолидацию субкислого слоя, в пределах которого располагались магматические очаги, поставляющие кислый материал.

В соответствии с установившимися представлениями, среди плутонических формаций пояса выделяются тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, монцонит-сиенитовая, лейкогранитовая и алясковитая формации.

Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая формация включает раннекаменноугольные балхашский, музбельский, постраннекаменноугольные алтынзельский, узунсуйский и бельбулакский интрузивные комплексы. Формация образует по величине массивы обычно неправильной удлиненной, реже изометричной и дайкообразной формы с причудливыми извилистыми контактами и неровной апикальной поверхностью, осложненной куполовидными вздутиями и многочисленными апофизами. Тела отчетливо дискордантны по отношению к вмещающим толщам. Массивы группируются в линейно вытянутые зоны, протягивающиеся вдоль внутренних и внешних границ пояса и отдельных звеньев.

Массивы обладают многофазным внутренним строением и характеризуются невыдержанностью состава. Наиболее распространены кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, часто встречаются плагиограниты, биотит-роговообманковые и биотитовые нормальные граниты, габбродиориты и диориты. Реже наблюдаются кварцевые сиениты и субщелочные граниты. Соотношения этих пород и сложенных ими фаз и фаций варьируют в широких пределах.

В Северном Прибалхашье, по мнению большинства исследователей, формация имеет позднесерпуховской возраст. Основанием для датировки являются интрузивные контакты с каркаралинской свитой, установленные на ряде массивов, и широкое распространение гранитоидной гальки соответствующего состава в базальных конгломератах калмакзельской свиты, наблюдаемые в Катанзельском и Баканас-Алакольском районах. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту дают разброс цифр от 294 до 356 млн. лет [8].

В Илийском звене интрузивные массивы прорывают нижнекаменноугольные отложения, включая серпуховский ярус. Верхняя возрастная граница остается неопределенной. Данные абсолютного возраста варьируют в пределах 289—362 млн. лет [20].

Применительно к описываемой ассоциации широко распространены представления о приуроченности ее к переломному моменту, отвечающему окончанию геосинклинального режима и переходу к орогенному, совпадающему с инверсией эвгеосинклинальных зон и главными складкообразующими движениями. Как отмечалось выше, начало орогенного этапа в регионе, соответствующее заложению Прибалхашско-Илийского пояса, приходится на турнейское или внутривизейское время. Рассматривая тоналит-плагиогранит-гранодиоритовую формацию в качестве синорогенной со складчатой, пришлось бы признать, что в пределах Илийского звена вертикальный формационный ряд, включающий фаменскую красноцветную молассу и наземно-вулканогенную серию раннего карбона, характеризует герцинский главный геосинклинальный этап развития,

что полностью противоречит взглядам исследователей. Описываемая ассоциация завершает стадию заложения вулканоплутонического пояса.

Диорит-гранодиоритовая формация образована породами топарского, кокдалинского, кужмальского комплексов, слагающих многочисленные интрузивные тела, распространенные на обширных территориях Каркаралинско-Алакольского и Токрауского звеньев. Формация тяготеет к внутренним и внешним границам пояса. Ареалы массивов значительно превышают по площади зоны развития тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, "поглощая" их и выходя далеко за их пределы. В осевой части пояса интрузии редки и представлены небольшими единичными массивами.

Гранитоиды образуют разнообразные по морфологии тела — от небольших дайко- и штокообразных до крупных межпластовых залежей типа гарполитов площадью в сотни и тысячи квадратных километров. Наиболее крупным является Токрауский плутон, протягивающийся на расстояние свыше 200 км.

Общими чертами большинства массивов являются неоднородность строения, разнообразие структурно-текстурных особенностей, являющиеся следствием как многофазовости, так и фациальных взаимопереходов, значительные колебания состава по уровню и типу щелочности — от нормального существенно натриевого до субщелочного калиево-натриевого и существенно калиевого. Первая фаза внедрения обычно представлена диоритами, габбро-диоритами и габбро, вторая (главная) — кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми сиенитами, третья — гранитами.

По облику и минералого-петрографическим особенностям гранитоиды всех фаз внедрения близки к породам плагиогранит-тоналит-гранодиоритовой формации, а в субщелочных калиево-натриевых и калиевых массивах — к породам монцонит-сиенитовой формации.

Интрузивные массивы прорывают отложения актобинской и чубаргайгырской свит (нижняя пермь). В Баканасском районе установлено перекрытие гранитоидов кокдалинского комплекса караирекской свиты верхней перми. Таким образом, если учитывать палеофитологические данные о возрасте данных свит, время внедрения массивов формации оценивается как конец ранней перми. Радиологические определения возраста калий-аргоновым методом показывают разброс цифр от 298 до 365 млн. лет. Средний абсолютный возраст отдельных массивов равен 300, 316, 319, 322, 333, 340, 358 млн. лет и в основном соответствует среднему-позднему карбону [15]. Причина такого разительного несоответствия палеоботанических и радиологических данных не выяснена и порождает многочисленные противоречия в датировке вмещающих отложений (в случае отсутствия флоры), отнесения конкретных массивов к той или иной формации.

Становление формации приурочено к границе ранней и поздней стадии раннепермского — раннетриасового этапа развития.

Монцонит-сиенитовая формация объединяет кокдомбакский,

ушобинский, казылкайнарский (?), южноджунгарский, кетменский и кастекский интрузивные комплексы. По сравнению с более древними, существенно гранодиоритовыми ассоциациями ее ареалы вмещаются во внутренние части вулcano-плутонических звеньев, что связано с миграцией активных центров магматизма от внешних "бортовых" к осевым зонам пояса.

Среди интрузивных массивов отмечаются три морфологических типа. Первый представлен лополитообразными и пластовыми телами значительных площадных размеров (сотни квадратных километров), залегающими в ядрах крупных вулcano-тектонических депрессий (Кокдомбакской, Кызыладырской, Сарюленской и др.). Слагающие их породы обладают полнокристаллическими, в различной степени порфиоровидными, реже равномернозернистыми структурами. Ко второму относятся мощные полукольцевые и дугообразные, в том числе конические, дайкообразные тела и небольшие штокообразные массивы, располагающиеся в кольцевых обрамлениях и в центре вулcano-тектонических структур (Майтасской, Найзакаринской, Улькен-Каракууской и др.). Для них характерен порфиоровый гипабиссальный облик. Редко встречаются полнокристаллические разности. Третий тип представлен обычно небольшими штоками, линейно вытянутыми лакколитами и лополитами, дайкообразными телами, ориентированными согласно простиранию главных разрывных нарушений и основных структурно-фациальных зон. Среди пород преобладают мелкозернистые порфиоровидные разности, связанные взаимопереходами.

Наиболее крупные массивы обладают обычно многофазным строением. Небольшие тела представляют собой одноактные интрузии с образованием полифациальных мелких штоков и трещинных тел.

Петрографические особенности формации характеризуются значительными вариациями состава, повышенным содержанием щелочей и повышенной ролью калия. В многофазовых телах первые фазы внедрения сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, монцодиоритами; последующие — субщелочными гранитами и кварцевыми сиенитами. В строении одноактных интрузий принимают участие диориты, монцониты, монцодиориты, гранодиориты, сиениты, граниты.

В Северном Прибалхашье возраст формации определяется как позднепермский по прорыванию массивами майтасской и шангельбайской свит верхней перми. Радиологический возраст ее соответствует карбону — началу ранней перми (280—314 млн. лет). В Илийском звене интрузии прорывают позднепермские вулканиты и галька гранитоидов южноджунгарского комплекса установлена в базальном горизонте малайсоринской свиты [9], что определяет позднепермский возраст формации. Значения абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом по биотиту (251—295 млн. лет), соответствуют позднему карбону — ранней перми [20].

Лейкогранитовая формация весьма широко распространена в Северном Прибалхашье, где она включает массивы акчатауского комп-

лекса. Ранее выделялись позднекарбонный калдырминский и пермский акчатауский комплексы. В настоящее время большая часть гранитов калдырминского комплекса и отдельные массивы акчатауского объединены в единый комплекс, за которым сохранено название "акчатауский". Аляскитовые граниты выделены в самостоятельный кызылрайский интрузивный комплекс [8]. Ареалы лейкогранитных массивов имеют отчетливо выраженную линейную форму, подчиняющуюся простиранию наиболее крупных глубинных разломов: Успенского, Центрально-Казахстанского, Акбастауского, Аксарлы-Сасыкбайского. Внутри ареалов местоположение и форма массивов определяются приуроченностью к наиболее крупным разрывным нарушениям, узлам их пересечения, кольцевым расколам, центральным частям магматогенно-тектонических структур.

В зонах разломов граниты образуют крупные линейно вытянутые асимметричные дискордантные массивы (Калдырминский и др.). В магматогенно-тектонических структурах и узлах пересечения разрывов массивы имеют штоко-, цилиндри-, лополитообразную формы. Интрузии обычно многофазные и сложены разнозернистыми биотитовыми лейкократовыми гранитами.

Граниты акчатауского комплекса моложе коктомбакского, что определяет его возраст как позднепермский. Абсолютный возраст подавляющего числа плутонов соответствует позднему карбону — ранней перми (260—329 млн. лет) [8].

Алясковитая формация объединяет устойчивую ассоциацию пород ультракислого и кислого состава (аляскиты и биотитсодержащие лейкократовые граниты) — кызылрайский и баканасский интрузивные комплексы. В Токрауском звене, Успенском и Каркаралинском районах аляскитовые массивы группируются в сравнительно узкую субмеридиональную зону, несколько смещенную к востоку от осевой линии Токрауского звена. В Катанзельском и западной части Баканас-Алакольского района массивы тяготеют к внешней и внутренней границам вулканоплутонического звена, пространственно совпадая с ареалами существенно гранодиоритовых ассоциаций и вытягиваясь вдоль зон пограничных глубинных разломов.

Почти для всех массивов характерна приуроченность к магматогенно-тектоническим структурам. По отношению к вмещающим образованиям массивы дискордантны, хотя и вписываются в вулканотектонические структуры. Обычно это штоки, в меньшей степени лополиты и лакколиты. Почти всегда наблюдается тесная пространственная ассоциация массивов с предшествующими интрузивными внедрениями, кальдерными просядками и обрушениями.

Массивы многофазные. Главная фаза представлена средне- и крупнозернистыми алясковитовыми и лейкократовыми гранитами, реже щелочными гранитами, последующие — мелкозернистыми гранитами.

Породы формации прорывают интрузивы акчатауского комплекса, а в Баканас-Алакольском районе и вулканиты бакалинской свиты, в свя-

зи с чем возраст их принимается позднепермским — раннетриасовым. Цифры абсолютного возраста укладываются в интервал 259–310 млн. лет [8, 9].

Глава 6

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ПОЯСОВ

Для вулcano-плутонических поясов Казахстана характерна германотипная складчатость с широким развитием брахиформных, мульдообразных и куполовидных складок. Преобладают синклинальные формы, которым принадлежит наиболее активная роль в формировании складчатой структуры. Разделяющие их купола и антиклинальные перегибы по размерам значительно уступают синклиналям. Широко развиты многочисленные разрывные нарушения, подчиненные общей сети глубинных разломов. Особое место среди них занимают кольцевые разрывы. Наиболее напряженная складчатость линейного типа наблюдается только в узких зонах и имеет отчетливо приразломный генезис. Она проявлена обычно вдоль внутренних границ поясов в местах развития чешуйчатонадвиговых структур (Спасская зона, зона Атасуйского глубинного разлома и др.). Интрузивные образования в своем размещении обнаруживают отчетливую связь со складчатыми и разрывными структурами.

Особенности внутреннего строения определяются распространением специфических разрывно-складчатых структур, для которых устанавливаются закономерные соотношения фаций и мощностей слагающих их вулканитов, реликтов вулканических построек и интрузивных тел с определенными элементами структуры. Типичными являются системы кольцевых, полукольцевых, радиальных, конических разломов, траншееподобных и секторных грабенов, контролирующих размещение вулканических аппаратов и более молодых интрузий. Характерна связь этих структур с крупными разрывными нарушениями, образующими "каркас" поясов, и узлами их пересечения. В связи с тем что магматические процессы, приводящие к формированию структур, проявляются как в вулканической, так и в интрузивной формах, наиболее предпочтительным для их обозначения является термин "магматогенно-тектонические" [34].

Наиболее распространены в поясах изометричные овално-кольцевые магматогенно-тектонические структуры, меньшим развитием пользуются линейные. Для изометричных форм разработано большое количество классификаций, основанных на различных принципах: 1) геоморфологических особенностях современных вулcano-тектонических структур и переносе их в регионы более древнего вулканизма (котловины, разнообразие кальдеры — Кракатау, Вэллис, резургентные и т.д.); 2) морфологических (мульды, синклинали, депрессии, купола, их простые и сложные сочетания); 3) генетических (вулканоструктуры оседания, проседания и просадки, аккумулятивно-купольные поднятия); 4) соотноше-

ниях с интрузивными образованиями (обращенные вулканические, вулканоплутонические и плутонические центрально-кольцевые структуры, интрузивно-эффузивные структурные комплексы). Представляется возможным в основу классификаций магматогенно-вулканических структур вводить в первую очередь относительные и абсолютные размеры, конфигурацию в плане, характер залегания покровов в ядре и на крыльях, соотношения отдельных элементов складок и осложняющих разрывов, пространственное положение в структуре субвулканических, гипабиссальных и глубинных тел. Таким условиям наиболее отвечает классификация изометричных магматогенно-тектонических структур, предложенная сотрудниками Института геологических наук КазССР [1], которая с уточнениями и дополнениями используется в данной работе.

По особенностям морфологии и распределению главных структурных элементов выделяются изометричные и линейные магматогенно-тектонические структурные формы (рис. 35). Изометричные структуры в свою очередь подразделяются на отрицательные и положительные. К отрицательным относятся впадины, депрессии, мульды и другие структуры.

1. Вулкано-тектонические впадины. В Казахском девонском поясе к этим структурам относятся Западно-Балхашская и Семизбугинская впадины, приуроченные к участкам наибольшего расширения поясов, в Прибалхашско-Илийском – Токрауская, Катанзельская и Баканасская. Впадины представляют собой крупные синклинального типа депрессии размером 100–200 км в поперечнике. Конфигурация их (неправильно-прямоугольная, неправильно-овальная) определяется структурной рамой глубинных разломов. Они характеризуются широким распространением вулканогенных и интрузивных образований со сложным внутренним строением, обусловленным дифференцированными перемещениями отдельных блоков основания. Образование впадин связано как с блоковыми погружениями фундамента в предшествующие массовому вулканизму этапы, так и с синвулканическими проседаниями, сопровождавшими в основном ареальные вулканические извержения больших объемов (40–120000 км³) кислых игнимбритов и лав основного и среднего состава.

2. Вулкано-плутонические депрессии – синклиналеподобные округлые и овальные структуры размером 20–80 км в поперечнике, заполненные вулканитами и имеющие внешнюю кольцевую зону, в пределах которой располагаются многочисленные тела гранитоидов и субвулканических тел различного состава. Эти структуры соответствуют интрузивно-эффузивным структурным комплексам [5], обращенным к вулканоплутоническим центрально-кольцевым структурам [34]. Образование структур связано с массовыми извержениями вулканогенного материала по системам кольцеобразных и дуговых расколов с последующими котлообразным обрушением центрального блока и внедрением более молодых интрузивных и субвулканических тел по кольцевым разломам внешней зоны.

3. Вулканогенные мульды – чашеобразные синклинали, поперечник

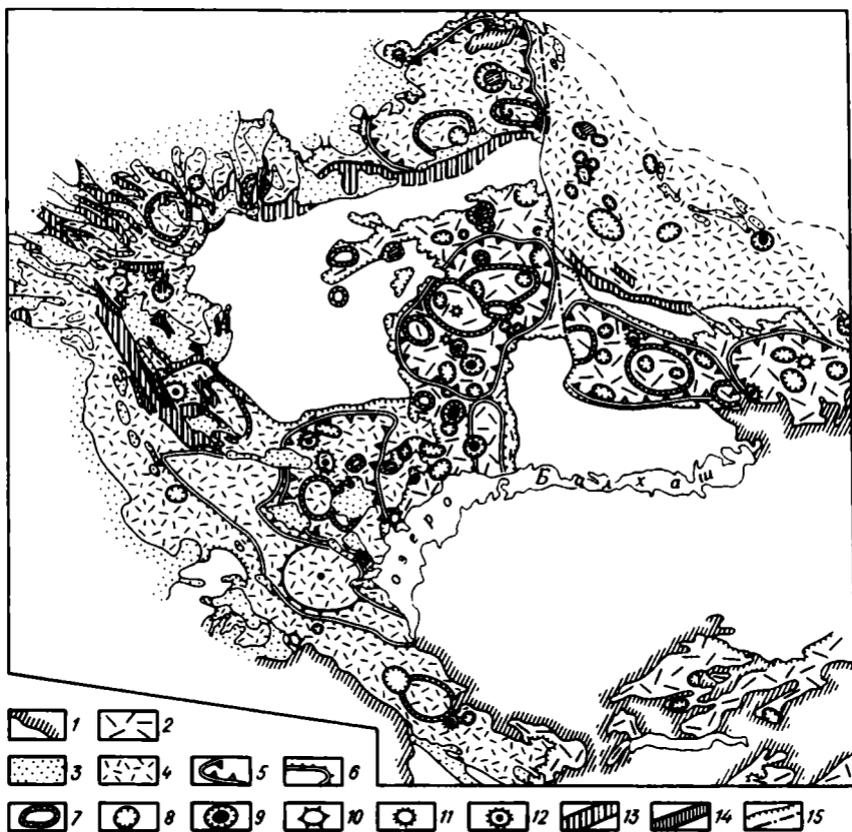


Рис. 35. Магματοгенно-тектонические структуры вулcano-плутонических поясов Казахстана.

1 – граница мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 2 – Прибалхашско-Илийский позднепалеозойский пояс; 4 – герцинский субплатформенный и мнoгеосинклинальный структурно-формационные комплексы и комплекс тектонической активизации; 4 – Казахстанский девонский пояс. 5–14 – магματοгенно-тектонические структуры: 5 – вулcano-тектонические впадины; 6 – магματοгенные поднятия; 7 – вулcano-плутонические кольцевые и овальные депрессии; 8 – вулcanoгенные мульды и кальдеро-синклинали; 9 – центральные кальдеро-плутоны; 10–12 – купола (10 – с выходом фундамента пояса в ядре; 11 – с выходом в ядре относительно более древней части разреза орогенного комплекса, 12 – с интрузиями глубинного и субвулканического типа в ядре); 13–14 – вулcano-тектонические грабены: 13 – среднедевонские, 14 – позднедевонские, 15 – границы вулcano-плутонических поясов и звеньев

которых изменяется от 10 до 30–40 км, характеризующиеся центриклинальным залеганием покровов на крыльях и субгоризонтальным в ядре структуры, увеличением мощности вулcanoгенных образований к центру синклинали, широким распространением субвулканических и жерловых тел в центральной (в форме некков) и внешней (в форме при-

мощественно пластовых залежей) зонах структуры. Вулканогенные мульды ограничены флексурами, дугообразными и кольцевыми разломами. Их образование связано с синвулканическими просадками фундамента по плавной поверхности в процессе вулканических извержений.

4. Кальдеро-синклинали близки к вулканогенным мульдам по размеру, характеру ограничений, распределению субвулканических и жерловых фаций. От них они отличаются отчетливо выраженными кольцевыми системами разломов, по которым наблюдается опускание центрального блока, переклиналильным залеганием слоев в центральной части структуры, связанным с существованием эродированных резургентных куполов.

5. Центральные кальдеро-плутоны. К данным структурам отнесены вулканогенные мульды и кальдеро-синклинали, в центральной части которых на месте основного подводящего канала, предполагаемого по данным фациального анализа сохранившихся от размыва вулканогенных отложений, располагаются округлые интрузивы более молодых гранитоидов. На глубоких эрозионных срезах в случае полного уничтожения покровных фаций вмещающих вулканитов отмечается только округлый плутон, окруженный роями кольцевых более древних субвулканических даек.

Выделение вулканогенных мульд, кальдеро-синклиналей и центральных кальдеро-плутонов условно, так как между ними, несомненно, существуют постепенные переходы. Точное отнесение конкретной структурной формы к определенному типу часто затруднено в связи с неопределенностью критериев разделения субвулканических и гипабиссальных фаций, широким распространением дугообразных и кольцевых разломов, кольцевых и конических даек, крайней монотонностью структурно-текстурных особенностей кислых автомагматических брекчий и игнимбритов, почти повсеместно развитых в пределах указанных типов.

К положительным изометричным структурам, пользующимся подчиненным распространением по сравнению с отрицательными, относятся магматогенно-тектонические купола, обладающие округлой в плане формой и размерами в поперечнике от 10 до 80 км. Морфология данных структур, в строении которых в той или иной степени принимают участие интрузивные породы, определяется глубиной эрозионного среза. Фациальные особенности слагающих куполов вулканитов, присутствие часто в их ядре глубинных полнокристаллических интрузивных тел позволяют предполагать, что купола являются следствием подъема к поверхности магматических расплавов. В зависимости от состава обнажающихся в ядре пород среди куполов выделяются структуры: а) с выходом в ядре пород фундамента пояса; б) относительно более древней части вулканогенного разреза; в) интрузий глубинного и субвулканического типов.

Линейные магматогенно-тектонические структуры менее распространены в орогенных поясах Казахстана по сравнению с изометричными. Они подразделяются на положительные — магматогенные поднятия и отрицательные — вулканотектонические грабены.

К магматогенным поднятиям отнесены те части вулcano-плутонических поясов, в пределах которых на значительных площадях выступают породы фундамента пояса прорванные сближенными телами гранитоидов. Эти тела на глубине сливаются в единые интрузивные массивы типа ареал-плутонов. В условиях активной магматической деятельности, характеризующей становление вулcano-плутонических поясов, наиболее правомерно связывать формирование данных структур с подъемом гранитоидных магматических расплавов.

К структурам данного типа в Казахском поясе принадлежат Бурунтауское, в Прибалхашско-Илийском — Коунрадское поднятия. Первое из них размером 360 x 80 км образовано породами нижнего палеозоя. Важнейшей особенностью является насыщенность батолитоподобными лейкогранитовыми плутонами среднего-позднего девона и максимальная мощность (более 10 км) гранитных массивов. Коунрадское поднятие размером 110 x 60 км образовано гранитоидами Токрауского плутона, в экзоконтакте и многочисленных провесах кровли которого выступают породы, слагающие фундамент пояса.

Вулcano-тектонические грабены — структуры грабенообразного строения, ограниченные крупными разрывными нарушениями или системами кулисообразно расположенных продольных, поперечных, реже диагональных разрывов. Заполняющие грабены осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи характеризуются слабыми и умеренными деформациями складчатого типа. Образование грабенов связано с обрушениями фундамента в момент массовых излияний лав по системам ограничивающих сбросов. В результате позднегерцинской тектонической активации, сопровождавшейся горизонтальными перемещениями по разрывам, отдельные вулcano-тектонические грабены превратились в надвиговые зоны и зоны смятия. Позднегерцинский тектогенез обусловил складчатые деформации заполняющих структуры девонских вулканогенных толщ, в том числе и образование мелкой дисгармоничной складчатости перекрывающих вулканиты пояса субплатформенных терригенно-карбонатных формаций.

Вулcano-тектонические грабены являются характерными структурными элементами Казахского девонского пояса, возникающими на завершающих этапах его развития. Они неравномерно распределены в пределах отдельных звеньев, образуя систему субширотного направления, тяготеющую к глубинным разломам Успенско-Спасского простирания. Такое пространственное положение всей системы грабенов определяет ее совпадение с границами пояса на одних участках отдельных звеньев и резко наложенный характер в других.

Структуры выполнены базальтоидными формациями среднего девона, в меньшей степени позднедевонскими формациями калиевых риолитов и субщелочных оливиновых базальтов. Вулканогенные формации ассоциируют с одновозрастными молассами, которым в строении грабенов наряду с вулканитами принадлежит ведущая роль. Образование сети грабенов определило и особенности тектоники более молодого субплатформенного этапа развития всей структуры. Широко известные и много-

кратно описанные в геологической литературе глыбовые грабен-синклинали, сложенные карбонатными формациями верхнего девона — карбона, представляют собой структуры, развитие которых определялось формированием линейных вулканотектонических форм на более ранних этапах развития.

В целом первичная внутренняя структура Казахстанского девонского пояса характеризуется сравнительно простой морфологией конкретных магматогенно-тектонических структур и широким распространением линейных вулканотектонических грабенов.

Вместе с тем Казахстанский девонский пояс в ходе своего развития и в последующий период претерпел существенные структурные изменения, связанные с эпохами тельбесского, саурского и саякского тектогенеза. Первоначально сложившаяся магматогенно-тектоническая структура пояса была частично затушевана последующими тектоническими движениями, в ходе которых многократно возобновлялись перемещения по системам ранее заложившихся разрывов, возникли новые разломы, проявились новые дополнительные складчатые деформации. Горизонтальные перемещения позднегерцинского времени привели к возникновению тектонопар "сдвиг-надвиг" и трансформировали наиболее крупные граничные разломы в надвиговые зоны, вдоль которых сформировались узкие приразломные синклинали.

Описание конкретных структур приведено в публикациях А.В. Авдеева, Н.В. Аксаментовой, К.И. Дворцовой, Б.Я. Журавлева, А.А. Лебедева-Зиновьева, Л.Г. Никитиной, С.Г. Самыгина, В.Г. Тихомирова, М.Н. Щербаковой и др.

В Прибалхашско-Илийском поясе преобладающим распространением пользуются изометричные, в основном отрицательные формы. Строение и генезис отдельных структур изучены А.В. Авдеевым, К.А. Азбелем, М.Р. Борукаевой, Д.О. Бекмагамбетовым, В.В. Донских, В.Н. Зелепугиным, Б.С. Зейликом, А.М. Курчавовым, В.В. Коптевой, В.С. Малаховым, А.К. Мясниковым, В.С. Поповым, М.В. Ташининой, А.В. Тевелевым, Г.М. Фремдом, Л.Н. Шарпенюк, М.Н. Щербаковой и др.

Разновозрастные структуры часто пространственно совмещены и наложены друг на друга, что приводит к возникновению крайне сложного структурного рисунка пояса в местах совпадения ареалов разновозрастного магматизма. В связи с этим для пояса естественно разделение на простые элементарные формы и сложные системы магматогенно-тектонических структур. И те и другие вполне укладываются в рамки приведенной классификации.

Основными элементами сложных систем магматогенно-тектонических структур являются: 1) реликты длительно развивавшихся вулканогенных мульд, пронизанных разновозрастными жерловыми и субвулканическими телами; крупные мульды часто осложнены более мелкими куполами, кальдеро-синклиналиями и вулканическими мульдами второго порядка; 2) серии плавно сменяющих друг друга через антиклинальные перегибы вулканических мульд, ассоциирующих с жерловинами и субвулканическими телами преимущественно дугообразной формы; 3) ра-

диальные, кольцевые и конические расколы; 4) удлинено-овальные тела гранитоидов топарского комплекса, расположенные по обрамлению вулкано-тектонических впадин и крупных вулканических мульд, а также в центральных частях осложняющих ее более мелких структур; 5) некки, субвулканические тела, дайки, полукольцевые интрузивы лейкогранитов, образующие концентрическое обрамление вокруг магматогенно-тектонических структур; 6) массивы пермских аляскитовых гранитов центрального типа, прорывающие дайки кольцевых и линейных дайковых поясов и прорванные единичные более молодыми дайками [34].

Магматогенно-тектонические структуры, выделяемые в пределах обоих поясов, формируются на различных этапах их становления. Одним из обязательных условий их образования является относительно высокое положение периферических магматических очагов по отношению к поверхности земной коры. По данным интерпретации гравитационных полей, площадные размеры интрузивных массивов многократно превышают их вертикальные мощности. Для гранитоидных тел, локализованных в пределах магматогенно-тектонических структур, глубина залегания нижней кромки не превышает 10 км, располагаясь в интервалах глубин 0—5, 5—10 км. Эти данные, а также петрографическое и петрохимическое родство, устанавливаемое между вулканическими покровами и близкими по возрасту гранитоидами, позволяют сделать вывод о том, что гранитоидные массивы представляют собой результат кристаллизации расплава непосредственно в магматической камере, располагающейся под вулканической постройкой в субкислом слое земной коры. Появление близкоповерхностных кислых магматических очагов и изометричных структур над ними возможно только при полном отсутствии горизонтального сжатия.

Линейные вулкано-тектонические депрессии, характерные для завершающих стадий развития Казахстанского девонского пояса и заполненные в основном продуктами мантийных выплавок, обнаруживают непосредственную связь с наиболее длительно развивающимися глубинными разломами. По пути подъема расплава и глубинных мантийных флюидов вдоль них вырабатывались цепочки магматических камер. Опустошение наиболее близкоповерхностных, происходившее в обстановке преобладающего растяжения, приводило к образованию вулкано-тектонических грабенов.

Глава 7

СРАВНИТЕЛЬНАЯ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВУЛКАНИЗМА И ПАЛЕОЭНЕРГИИ

Количественная оценка вулканической деятельности играет важнейшую роль при палеовулканологических исследованиях. Значительные трудности в определениях возникают из-за рассеивания части вулкани-

Звено		Юго-западное							Субши-			
Этап		I			II			III	Ито- го	I		
Стадия		I ¹	I ²	Сум- ма	II ¹	II ²	Сум- ма			I ¹	I ²	Сум- ма
S ₁								208				
S ₂		112	100		111	62		3	68	65		
V		100	87	187	199	110	309	1,1	497	80	103	183
В том числе	V ₁	40	—	40	6	66	72	0,11	112	16	—	16
	V ₂	58	2	60	8	7	15	—	75	64	4	68
	V ₃	2	85	87	185	37	222	0,99	310	0,16	99	99,16
T		5	5	10	8	8	16	4	30	5	5	10
I		178	174		224	222		92	80	235	528	

ческого материала при извержениях, последующей эрозии и денудации сформировавшихся вулканических толщ. Поэтому получаемые результаты отражают лишь минимальные значения определяемых величин. Несмотря на это, даже простое сравнение их позволяет перейти к решению некоторых спорных вопросов.

В табл. 10 приведены количественные оценки вулканических накоплений Казахстанского девонского пояса. I¹ и I² соответствуют ранней и поздней стадиям раннедевонского этапа, II¹ и II² — ранней и поздней стадиям среднедевонского этапа, III — позднедевонскому этапу. S₁ обозначает общую площадь пояса и отдельных его звеньев, на долю которых приходится 59 % (юго-западное звено), 24 % (субширотное) и 17 % (северо-восточное) общей площади. S₁ определялась по геологической карте масштаба 1:500000 с учетом эродированных и перекрытых более молодыми отложениями площадей, S₂ — площади вулканических зон, наиболее активно действующих в отдельные стадии. Контуры их во времени не совпадают друг с другом. Размеры определены на основе палеовулканологических реконструкций.

Объемы вулканических накоплений (V) определялись исходя из средних мощностей вулканогенных толщ. Общий объем составляет 1004 тыс. км³. В юго-западном звене сосредоточено 49,5, в субширотном 35,5, в северо-восточном 15 % от общего объема вулканических накоплений. Отдельно вычислялись также объемы, приходящиеся на долю основных (V₁), средних (V₂) и кислых (V₃) вулканитов. В целом по поясу основные вулканиты (включая андезитобазальты) составляют 24, средние — 18, кислые — 58 % общего объема.

Относительная роль продуктов определенного состава в отдельных звеньях не одинакова. В юго-западном звене V₁ = 22,5, V₂ = 15, V₃ = 62,5 %; в субширотном — V₁ = 24, V₂ = 27, V₃ = 48 %; в северо-восточ-

Казахстанского вулcano-плутонического пояса

ротное				Северо-восточное						Ито- го	Все- го
II				I			II				
II ¹	II ²	Сум- ма	Ито- го	I ¹	I ²	Сум- ма	II ¹	II ²	Сум- ма		
			85							57	350
76	45			35	15		35	28			
87	85	172	355	51	9	60	74	18	92	152	1004
14	60	74	90	5,1	—	5,1	9,4	6	15,4	20,5	222,5
13	14	27	95	20,4	—	20,4	9,6	5,9	15,5	36	206
60	11	71	170	25,5	9	34,5	55	6,1	61,1	96	576
8	8	16	26	5	6	11	8	8	16	27	30
143	236		161	291	100		264	80		99	96

ном — $V_1 = 13,5$, $V_2 = 23,5$, $V_3 = 63$ %. Таким образом, субширотное звено наиболее "базитовое".

На ранний этап (I) приходится 43, на поздний (II) 57, на заключительный, "остаточный" (III), — менее 0,1 %. При этом на долю основного и среднего вулканизма в раннем этапе приходится 49, кислого 51 %; в позднем этапе — $V_1 + V_2 = 38$, $V_3 = 62$ %. В целом поздний этап характеризуется более кислым составом продуктов вулканизма.

Важнейшей количественной характеристикой является также интенсивность вулканизма (I), выражающаяся в метрах накоплений за 1 млн. лет в расчете на 1 км² площади [11]. Именно определение величины интенсивности позволяет объективно оценить и сравнить масштабы вулканической деятельности в разновозрастных и разобщенных тектонических структурах, так как объемы вулканических накоплений не учитывают продолжительность (T) вулканических процессов.

Интенсивность вулканизма в среднем по поясу составляет 96 м/млн. лет. Масштабы вулканической активности многократно превышают масштабы вулканизма в целом по земному шару. По данным А.Б. Ронова, В.Е. Хаина и др. [11], абсолютная активность вулканизма в течение каледонского цикла в пределах современных материков колебалась от 0,9 до 2,8 м/млн. лет, составляя в среднем 1,5 м/млн. лет. Для девона эта величина возрастает от 6 до 15 м/млн. лет, достигая максимума в конце позднего девона.

В Казахском поясе наиболее вулканически активно субширотное звено, в котором интенсивность почти в 2 раза больше средней по поясу и величин интенсивности в юго-западном и северо-восточном звеньях. Пик вулканической активности в юго-западном звене приходится на поздний этап (222—244 м/млн. лет), в субширотном звене — на вторую стадию раннего этапа, где интенсивность достигает абсолютного

максимума (528 м/млн. лет), в северо-восточном звене — на начало раннего этапа (291 м/млн. лет). Таким образом, наблюдается постепенное смещение максимума вулканической деятельности во времени по простиранию пояса, направленное "против часовой стрелки", и совпадающее с изменением отдельных петрохимических свойств.

Количественные данные по Прибалхашско-Илийскому поясу приведены в табл. 11. В площадь Южно-Джунгарского района включены части пояса, погребенные под мезозойско-кайнозойским чехлом Прибалхашской впадины. Мощности вулканитов для них приняты такие же, как и в сопредельных районах Южной Джунгарии. Площадь Синьцзянского района, расположенного на территории КНР, рассчитана по тектонической карте Китая (1976). Объемы для этого района вычислены с учетом мощностей в пограничных территориях Кетменского и Южно-Джунгарского районов по данным советских исследователей.

Общий объем вулканитов несколько превышает 1240 тыс. км³. При этом в Каркаралинско-Алакольском звене сосредоточено 17, в Токрауском 17, в Илийском 66 % от общего объема накоплений.

По сравнению с Казахстанским девонским поясом роль кислых вулканитов возрастает на 13 %. Средняя интенсивность вулканизма в два раза меньше, чем в Казахстанском поясе. Величина интенсивности характеризуется более равномерным распределением, чем в Казахстанском девонском поясе.

Сравнение вулкано-плутонических поясов проведено не только между собой, но и с орогенными молассовыми комплексами геосинклинальных поясов, систем и областей, в строении которых существенная роль принадлежит вулканогенным образованиям. Необходимость такого сопоставления определяется неоднозначностью тектонической трактовки поясов, в отношении которых продолжают дискутироваться две точки зрения.

Согласно первой [12], пояса в своем развитии тесно связаны с предшествующим геосинклинальным развитием территории или с развитием соседней более молодой геосинклинали, по отношению к которой они занимают краевое положение. В соответствии со второй точкой зрения [29], пояса представляют собой особые пограничные структуры, возникающие на границах крупных блоков с корой различного строения и связанные с тектоническими процессами, проявляющимися одновременно на значительных площадях.

Сопоставления проводились по следующим параметрам: площадям (S) и объемам (V) вулканических накоплений, интенсивности вулканизма (I), энергии (E) и плотности (P) энергии вулканических извержений. При расчетах энергии использовались формулы П. Хедервари [19]. Помимо энергии, подсчитывалась и плотность энергии — ее распределение на единицу площади [11].

Сравнительная количественная характеристика разновозрастных поясов и орогенных молассовых комплексов приведена в табл. 12. По Охотско-Чукотскому, Восточно-Сихотэалинскому краевым поясам, Средиземноморско-Альпийскому складчатому поясу исходные данные заимство-

Таблица 11

Характеристика вулканизма Прибалхашско-Илийского пояса

Звено	Каркаралинско-Алакольское				Токрауское			Илийское				Всего
	Баканас-Алакольский	Катан-эмельский	Каркаралинский и Успенский	Итого	Северо-Токрауский	Южно-Токрауский	Итого	Южно-Джунгарский	Заилийский и Кетменский	Синьцзянский	Итого	
<i>S</i>	35,6	20	10,6	66,2	30,7	22,5	53,2	65	46	44	155	274,4
<i>V</i>	125	76	16	217	138	68	206	260	320	240	820	1243
<i>V</i> ₁	11	4	1	16	6	3,5	9,5	31	80	60	171	196,5
<i>V</i> ₂	39	14	2,5	55,5	18	10	28	42	32	24	98	181,5
<i>V</i> ₃	75	58	12,5	145,5	114	54,5	168,5	187	208	156	551	865
<i>T</i>	50	85	40		100	75		100	100	100		100
<i>I</i>	70	45	38		45	40		40	70	54		45

Количественная оценка орогенного вулканизма основных структур

Показатели	Крайвые вулкано-плутонические пояса				Орогенные комплексы складчатых поясов, систем, областей			
	Казахстанский девонский	Прибалхашско-Илийский	Охотско-Чукотский	Восточно-Сихотэалинский	Каледонид северо-востока Казахстана	Тельбесид Джунгаро-Балхашской складчатой системы	Поздних герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой системы — Сев.-Балхашский антиклинорий	Альпийско-Средиземно-Альпийского пояса
	$D_1 - D_3$	$C_1 - P$	K_{1-2}	$K_2 - N$	D_{1-2}	D_3	P	$P_2 - Q$
S , тыс. км ²	350	270	500	150	30	52	25	6000
V , тыс. км ³	1004	1243	1230	870	40	55	0,6	275
V_{1+2} , %	42	30	68	22	—	—	—	—
V_3 , %	58	70	32	78	—	—	—	—
T , млн. лет	30	100	$\frac{20}{3,5}$	90	30	10	15	58
I , м/млн. лет на 1 км ²	96	45	$\frac{123}{471}$	64	44	106	2	0,8
E , Дж	$280 \cdot 10^{22}$	$350 \cdot 10^{22}$	$351 \cdot 10^{22}$	$256 \cdot 10^{22}$	$10 \cdot 10^{22}$	$17 \cdot 10^{22}$	$0,17 \cdot 10^{22}$	$70 \cdot 10^{22}$
P , Дж/км ²	$8 \cdot 10^{18}$	$13 \cdot 10^{18}$	$7 \cdot 10^{18}$	$16 \cdot 10^{18}$	$3,33 \cdot 10^{18}$	$3,27 \cdot 10^{18}$	$0,07 \cdot 10^{18}$	$0,12 \cdot 10^{18}$

ваны из [5, 6, 11]. Для Охотско-Чукотского пояса в графах T и I в числителе приведены примерная продолжительность развития всей структуры и связанная с ней интенсивность вулканизма, в знаменателе – продолжительность наиболее активной вулканической эпохи (альб-сеноман), соответствующая интенсивность вулканизма. Количественные оценки приведены также для орогенного комплекса ранних и поздних каледонид северо-востока Казахстана (Селетинский, Шидертинский, Тамсорской, Шолаксорской мульд), франского комплекса тельбессид Жаман-Сарысуйского поднятия, Успенского синклинория, позднегерцинского орогенного комплекса Северо-Балхашского антиклинория. Сравнение полученных результатов показывает:

1) объем вулканических накоплений в рассмотренных вулканоплутонических поясах примерно одинаков. Объем вулканитов разновозрастных орогенных комплексов на один или несколько порядков меньше их объема в поясах;

2) относительная роль вулканогенных образований кислого, среднего и основного состава в разных поясах различна. Наиболее “кислыми” являются Прибалхашско-Илийский и Восточно-Сихотэалинский пояса (соответственно 70 и 78 % от общего объема вулканитов);

3) энергия вулканических извержений во всех поясах примерно на одном уровне. Энергия вулканизма в эпигеосинклинальных орогенных комплексах на 1–2 порядка ниже. Такими же особенностями распределения значений характеризуются и интенсивность вулканизма, и плотность энергии.

Приведенные данные подчеркивают вывод о независимости развития вулканоплутонических поясов от конкретных складчатых структур фундамента и обрамления. Мощный поток тепловой энергии, реализующийся в виде вулканических процессов и приводящий к образованию поясов, связан, по-видимому, с достаточно кратковременным (по сравнению по всей длительностью каледонского, герцинского, мезозойского и альпийского тектогенеза) возбуждением мантии, использующей в качестве путей подъема теплового потока длительно существующие системы разломов в земной коре, совпадающие (но не всегда) с границами разновозрастных геосинклинальных систем.

Глава 8

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОРОГЕННЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Предыстория обеих вулканоплутонических структур в период, непосредственно предшествующий их возникновению, имеет определенные отличия. Территория Казахастанского девонского пояса, а также районы, расположенные к северу и западу от внешних границ субширотного и юго-западного звеньев, в конце силура – начале девона (токрауское, айнасуйское, кокбайтальское время) в палеогеографическом отношении

представляли собой расчлененную сушу, окаймляющую окраинный морской бассейн, который распространялся от широты г. Караганды и южнее склона Сарысу-Тенизского водораздела в юго-западном направлении до восточной половины Балхаша и далее на восток за пределы Советского Союза. В зонах, непосредственно примыкающих к береговой линии, накапливались молассоидные отложения (нижняя моласса), сменяющиеся во внутренних частях Джунгаро-Балхашской системы терригенными флишоидными толщами. Последние связаны с более древними отложениями силура структурным и формационным единством. Континентальные сланцы характеризовались преимущественным развитием восходящих блоковых движений, дифференциация которых по амплитуде приводила к расчленению территории на поднятия и впадины, заполняющиеся в начале девона мощными пестроцветными молассовыми накоплениями.

Независимо от тектонической трактовки возрастного интервала, непосредственно предшествующего началу формирования пояса, характерной особенностью его является практически полная "авулканичность" как континентальной области, так и примыкающего геосинклинального бассейна.

Предыстория Прибалхашско-Илийского пояса палеогеографически во многом напоминала предысторию Казахстанского девонского. Его территория к моменту заложения гигантской полуовальной дуги, сложенной позднепалеозойскими континентальными вулканитами, представляла собой сушу, окаймлявшую небольшое по размерам остаточное мелководное шельфовое море, существовавшее на месте внутренних частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

При этом, как было показано ранее, части Джунгаро-Балхашской системы, заключенные внутри незамкнутого кольца девонского пояса, представляли собой прогиб, развитие которого протекало на утоненной, вследствие частичной раннепалеозойской океанизации, древней рифейской континентальной коре.

Принципиальной особенностью палеогеографической обстановки, отличающей данную территорию от Казахстанского девонского пояса, являлись сравнительно малая расчлененность суши и ее пенепленизация, что подтверждается практически полным отсутствием (за исключением Илийского звена) грубообломочных молассовых накоплений, предшествующих вспышке континентального вулканизма. Фундамент пояса также был гетерогенным. В Илийском звене становление гранитно-метаморфического слоя и его последовательное наращивание связано с каледонскими орогеническими движениями, сопровождающимися извержениями раннедевонских вулканитов субширотной части юго-западного звена Казахстанского девонского пояса, и формированием более молодых красноцветных моласс в среднем и позднем девоне. В Северном Прибалхашье наращивание субкислого слоя земной коры обусловлено тектоническими движениями и магматизмом тельбесской и саурской фаз тектогенеза. В этой части пояса, вдоль его внутренних границ, намечается определенная унаследованность вулканических явлений второй половины

раннего карбона — каркаралинского времени от предшествующих локально развитых вулканических процессов фаменско-турнейского времени. Эти процессы протекали в сравнительно узких приразломных зонах вдоль Бактайского, Кусакского и Калмакзмельского глубинных разломов преимущественно в субаквальных условиях. По мнению отдельных исследователей, обстановка накопления фаменско-турнейских вулканитов может быть сопоставлена с островодужной и, таким образом, позднепалеозойский вулканоплутонический пояс может представлять результат эволюции островной дуги.

Прямое сопоставление фаменско-турнейского вулканизма с островными дугами наталкивается на определенные трудности, а именно существенно риолитовый состав вулканитов и отсутствие формаций граничных глубоководных желобов. Вулканиты средне-основного состава присутствуют в разрезах морских фаменских отложений на ограниченных участках в зоне Калмакзмельского разлома. Более правомерно объяснение появления вулканогенных образований в данный отрезок времени и отчетливой преемственности свойств более молодых вулканитов пояса с позиций признания роли сквозных магматических швов, совпадающих с отдельными глубинными разломами и являющихся активными магмоводами в различные тектонические эпохи.

В истории развития обоих поясов устанавливаются два основных этапа: ранний и поздний. Общая последовательность смены формаций во времени является примерно одинаковой, что позволяет проводить границу между этапами по временному перерыву (в Казахском девонском поясе) и по резкой смене мощных игнимбритовых риолитовых накоплений базальтоидными. В раннем этапе массовые извержения андезитовых и риолитовых магм приводят к перераспределению и наращиванию сформировавшегося ранее гранитно-метаморфического слоя. Именно в этот этап происходит оформление вулканоплутонических поясов в качестве самостоятельных тектонических структур.

Поздний этап характеризуется массовым появлением в отдельных зонах продуктов дифференциации глубинных мантийных выплавок, указывающих на разрушение — деструкцию консолидированной континентальной коры. Базальтовым зонам деструкции принадлежит различная роль. В одних случаях они занимают сравнительно небольшие площади, наследующие простирания пояса или имеющие секущее направление по отношению к ним; в других — площадь их достаточно велика и соизмерима с площадью звеньев. Деструктивные зоны имеют преимущественно субширотные или близкие к ним простирания, совпадающие с направлением широтной части Урало-Монгольского складчатого пояса.

Одновременно с базальтоидным вулканизмом в соседних зонах продолжают извержения риолитоидного материала. Повсеместно происходит внедрение интрузивных массивов гранитоидного состава, тяготеющих к сквозным магматическим швам.

В Казахском девонском поясе эта тенденция — сосуществование мантийных и коровых магматических процессов — продолжается и в последующий субплатформенный этап развития Казахстанско-Тяньшанс-

кого срединного массива. Она проявляется в виде локально развитых субщелочных кислых и основных извержений, приуроченных к узким зонам растяжения внутри субплатформенного чехла. Петрологические особенности кислых и основных вулканитов позволяют рассматривать их в качестве продуктов эволюции остаточных магматических очагов, сохранившихся от предыдущего этапа. Данный возрастной интервал локального проявления вулканизма (поздний девон) на фоне накопления маломощных терригенно-карбонатных формаций субплатформенного чехла выделен в качестве "остаточного" этапа развития пояса.

Этапы распадаются на стадии, граница между которыми проводится по резкому изменению состава вулканических формаций, изменению пространственного положения вулканических зон, площадных размеров и контуров вулканических ареалов, палеовулканологических условий (рис. 36).

Ранний этап в Казахском девонском поясе охватывает конец жединского века, хиген и эмс, в Прибалхашско-Илийском он отвечает карбону – началу ранней перми. Длительность этапа различна в обоих поясах и соответствует ориентировочно 10–15 и 70–75 млн. лет. Выделяются две стадии: ранняя – заложения и поздняя – становления. На территории поясов границе стадий отвечает поверхность несогласий.

Стадия заложения. Заложение Казахского девонского пояса на большей части его территории произошло в конце жединского века. Образованию пояса предшествует расчленение общего поднятия на отдельные горные сооружения и межгорные эрозионно-тектонические депрессии, заполняемые грубообломочными молассовыми отложениями (нижнекоктасская, нижнемунглинская подсвиты, осадочные фации тараншинской свиты). Массовые вулканические извержения связаны, по-видимому, с очаговым разуплотнением и разогреванием мантии, ее подъемом к поверхности и вовлечением в активное магмообразование верхушечных частей растущего мантийного выступа.

Пояс в рассматриваемую стадию представлял собой мощную зону проницаемости. Мантийные выплавки в виде субщелочных и нормально щелочных, лейкократовых и мезократовых, низкотитанистых базальтов и тесно связанных с ними единством петрохимических свойств андезитобазальтов использовали в качестве активно действующих магмоводов для своего подъема на поверхность глубинные разломы, частично совпадающие с границами Джунгаро-Балхашской геосинклинали и консолидированного к этому времени Казахстанско-Тяньшанского срединного массива (Акбастауский и Спасский). На территории юго-западного звена основным магмоводом являлась Джалаир-Найманская зона глубинных разломов, смещенная вглубь срединного массива. Одновременно с подъемом базальтоидных магм по указанным зонам происходило прогрессивное разогревание примыкающих территорий с вовлечением в плавление базальтового слоя земной коры. Производными магматических очагов, расположенных в его пределах, являлись дацито-андезитовые ассоциации вулканитов, замещающие базальто-андезитоидные по латерали. Зоны активной вулканической деятельности представляли собой разорванное

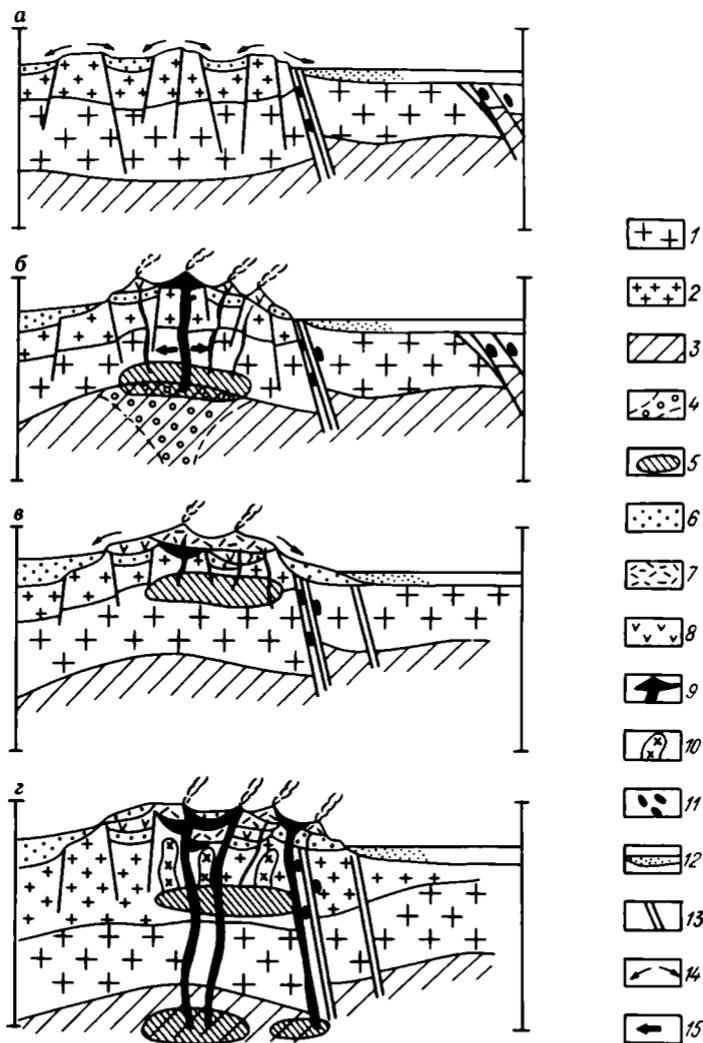


Рис. 36. Развитие вулcano-плутонических поясов Казахстана, орогенный этап (гипотетическая схема).

а — этап, непосредственно предшествующий образованию вулcano-плутонического пояса (начало орогенного этапа), **б** — стадия заложения раннего этапа, **в** — стадия становления раннего этапа, **з** — поздний этап.

1 — древняя континентальная кора; **2** — новообразованная континентальная кора; **3** — верхняя мантия; **4** — разогретая и разуплотненная мантия; **5** — магматические бассейны; **6** — моласса; **7–9** — орогенные вулканиты (**7** — риолитоиды, **8** — андезитоиды, **9** — базальтоиды); **10** — интрузии гранитоидов, **11** — отторженцы мантии (гипербазиты); **12** — морская вода и осадки шельфа; **13** — глубинные разломы; **14** — направление сноса обломочного материала; **15** — направление горизонтальных растягивающих усилий

кольцо диаметром 500–600 км. Важно подчеркнуть, что только в пределах субширотного и северо-восточного звеньев пояс занимал краевое по отношению в Джунгаро-Балхашской геосинклинали положение. На территории юго-западного звена, составляющей более 60 % площади пояса, он оказывался "отодвинутым" внутрь срединного массива. В юго-западном звене пояс распадался на две изолированные друг от друга зоны (см. рис. 11).

По внешнему обрамлению пояса вулканические формации сменились пестроцветными молассовыми, в различной степени насыщенными базальтоидным и андезитоидным вулканогенным материалом.

В соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали во внутренних ее частях (Северная Джунгария и Северное Прибалхашье) формировалась мощная кремнисто-глинистая формация (низы саркандской свиты), сменяющаяся к краям морского бассейна терригенной флишоидной. В сопредельных с поясом районах она содержит горизонты туффигов и туфов преимущественно кислого состава (вторая и третья подсвиты биотарской свиты и их возрастные аналоги).

В пределах пояса отдельные полигенные стратовулканы группировались в вулканические хребты, ориентированные вдоль зон магмоподводящих глубинных разломов. Излияния преимущественно средних и основных лав чередовались с эксплозивными выбросами, с последующим разрушением вулканических построек, размывом и перетолжением продуктов вулканической деятельности в периоды прекращения извержений.

Изменение петрохимических особенностей вулканитов показывает, что юго-западное звено по сравнению с другими звеньями обладало повышенной мощностью и относительной жесткостью коры. Поперечная зональность отмечается только в отдельных звеньях и определяется местоположением основного магмоподводящего шва, влияющего на особенности вулканических формаций.

В Прибалхашско-Илийском поясе отдельные звенья обладают различной историей развития. В Илийском звене стадия заложения охватывает ранний карбон, следуя за эпохой накопления позднедевонских красноцветных моласс. Характерной особенностью предшествующего этапа является существование жесткой консолидированной земной коры с мощным гранитно-метаморфическим слоем. На его образование значительное влияние оказали девонские магматические процессы, сформировавшие широтную часть юго-западного звена Казахстанского девонского пояса. Заложение позднепалеозойского пояса связано с раскалыванием жесткой континентальной коры и активизацией вулканизма в результате прогрессивного разогревания мантии и подъема мантийного магматического материала вдоль наиболее проницаемых зон глубинных разломов. Миграция мантийного базальтового материала в верхние горизонты коры сопровождалась вовлечением в магмообразование и субкислого ее слоя, что получило отражение в отчетливо контрастном составе и гомодромной последовательности продуктов магматической деятельности, входящих в трахибазальто-риолитоидную формацию.

Вдоль внешних границ звена накапливались морские карбонатно-терригенные формации субплатформенного чехла Казахстанско-Тяньшанского срединного массива. В морском бассейне, примыкающем к внутренней границе, продолжалось формирование преимущественно терригенных сероцветных толщ, наращивающих силурийско-девонский вертикальный ряд флишоидных формаций внутренней (позднегерцинской) части Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

По мере удаления от нее к внешним границам звена в вулканитах стадии заложения повышается общая щелочность, калийность, а также железистость базальтоидов и андезитоидов. Изменение петрохимических свойств в поперечном по отношению к Илийскому звену направлении также объясняется прогрессивным увлечением жесткости коры при движении внутрь срединного массива.

В Северном Прибалхашье вулканизм стадии заложения проявился на ограниченных участках Токрауского звена и Катанэмельского вулканического района вдоль внутренних границ пояса (Бактайского и Калмакэмельского глубинных разломов) в пределах ареала, дугой обрамляющего остаточный морской бассейн внутренней части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (см. рис. 25). От предшествующего главного геосинклиналичного этапа стадию заложения отделяют движения внутри-визейской саурской фазы тектогенеза, имеющие характер блоковых перемещений. Специфической особенностью последних является отсутствие принципиальной перестройки структурного плана. По сравнению с Илийским звеном здесь накапливалась небольшая по объему трахиандезито-риолитоидная ассоциация, отличающаяся более кислым составом, значительно меньшей контрастностью магматических дифференциатов и весьма незначительной ролью базальтоидов. Последние вместе с андезитоидами тяготеют к сквозному магматическому шву широтного простирания, совпадающему с Калмакэмельским глубинным разломом и его Кусакским продолжением.

В распространении средне-основных продуктов извержений, а также в сходстве петрохимических свойств вулканитов стадия заложения в Северо-Балхашской части пояса имеет черты унаследованности от вулканизма конца главного геосинклиналичного этапа.

История формирования пояса на данной стадии завершается введением интрузивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, приуроченной к ортогональной системе проницаемых зон, совпадающих с широтными и меридиональными направлениями глубинных разломов.

Стадия становления в Казахстанском девонском поясе охватывала вторую половину зигена и эмсский век, в Прибалхашско-Илийском — конец серпуховского века — начало ранней перми. Несмотря на различную продолжительность стадии, в обоих поясах она имеет ряд общих особенностей, главными из которых являются: массовые извержения кислых газонасыщенных магм, сопровождающиеся образованием игнимбитов и автомагматических брекчий; сходство палеовулканических условий и структурно-вулканологических обстановок, выражающееся в моногенном ареальном типе вулканизма, формирующем вулканические

плато и сопровождающемся образованием кольцевых вулканотектонических депрессий.

Основной причиной кислого вулканизма этой стадии является вовлечение субкислого слоя в активное плавление. Относительно неглубокое залегание магматических очагов в гранитно-метаморфическом слое и определило указанные выше особенности.

В Казахском девонском поясе в северо-восточном звене продолжали накапливаться существенно андезиитоидная и риолитоидная ассоциации. На Чингизе и в Предчингизье граница между стадиями не имеет отчетливого выражения и проявляется лишь в увеличении относительной роли кислого вулканизма и общем ослаблении интенсивности вулканической деятельности.

В субширотном и юго-западном звеньях на стадии становления формировалась мощная риолитоидная формация. Площади лавово-игнибритовых риолитоидных накоплений образовывали хорошо очерченные линейно вытянутые зоны, тяготеющие к внутренним границам пояса. Размеры активно действующих вулканических зон были несколько сокращены по сравнению с предшествующей стадией. В юго-западном звене контуры зоны пространственно совпадали с участками проявления дацито-андезитоидного вулканизма стадии заложения. На месте "базальтовых" зон возникали достаточно узкие эрозионно-тектонические депрессии, заполняемые терригенными и вулканогенно-терригенными моласами, обломочный материал которых представлял продукты размыва растущего Бурунтауского "авулканического" поднятия и обрамляющих его с запада формирующихся риолитоидных плато.

Граница между звеньями не имела структурного выражения. Риолитоидный вулканизм данной стадии завершил становление пояса в качестве самостоятельного структурного элемента (см. рис. 13). Общий объем вулканических образований, сформировавшихся в эту стадию, около 20 % всех вулканических образований пояса.

В структурно-вулканологическом отношении для стадии становления характерны изометричные магматогенно-тектонические структуры, среди которых преобладали вулканические мульды и кальдеро-синклинали, в меньшей степени купола. Опустошение магматических бассейнов в результате извержения на поверхность больших объемов газонасыщенных кислых магм приводило к образованию и отдельных вулканотектонических впадин (Семизбугинской).

Главной, как и в стадии заложения, являлась продольная зональность пояса с изменением петрохимических параметров внутри звеньев в зависимости от положения приподнятой части мантийного выступа, маркируемой "базальтовыми" зонами предшествующей стадии и тяготеющей либо к внутренней, либо к внешней границе звена. Отмечается также и преемственность петрохимических свойств, выражающаяся в возрастании относительной роли калия от северо-восточного к юго-западному звену.

В Джунгаро-Балхашской геосинклинали принципиальных отличий в размещении структурно-фациальных зон и формационном составе

накапливающихся толщ по сравнению с предшествующим периодом не наблюдается. Отмечается только расширение площади распространения кислых вулканитов, образующих подчиненные прослои в морских терригенных отложениях, связанное с усилением газовой взрывной деятельности риолитоидных вулканов по периферии геосинклинального бассейна в пределах активно действующих вулканических зон пояса.

В Прибалхашско-Илийском поясе накапливаются мощные серии кислого и среднего состава общим объемом более 140 тыс. км³, объединяемые в трахиандезито-риолитоидную формацию. По своим особенностям она близка к формации стадии заложения, развитой в Северном Прибалхашье, хотя и несет определенные черты отличия, проявляющиеся в незначительном увеличении щелочности отдельных породных групп, и некоторые другие второстепенные особенности. По сравнению с предшествующей стадией отмечается перемещение максимума интенсивности вулканизма в северном направлении, что приводит к значительному расширению ареала вулканической деятельности в Северном Прибалхашье и его сокращению в Илийском звене. В Токрауском и Каркаралинско-Алакольском звеньях вулканизм проявился в пределах зоны, ориентированной в субширотном направлении согласно с простираемостью Центрально-Азиатской части Урало-Монгольского складчатого пояса и протягивающейся на расстояние свыше 700 км (см. рис. 31). И в южной, и в северной частях пояса его становление протекало в сходных формах. Региональные отличия выражаются в отчетливой гомодромной последовательности вулканизма в Северном Прибалхашье и тесном переплетении вулканогенных образований с продуктами их размыва и перетолжения, наблюдаемом в пределах Илийского звена.

На данной стадии происходит образование многочисленных кольцевых магматогенно-тектонических структур, связанных с извержением газонасыщенных кислых и средних магм из близповерхностных магматических очагов.

Поздний этап в Казахском девонском поясе продолжался 16 млн. лет, объединяя эйфельский и живетский века среднего девона. В Прибалхашско-Илийском поясе он охватывает вторую половину ранней перми и позднюю пермь, заканчиваясь в Илийском звене в раннем триасе. Продолжительность его ориентировочно 30—40 млн. лет. За этот этап накапливалось 50—60 % общего объема вулканогенных образований поясов, из которых значительная роль принадлежит базальтоидам, совместно с риолитоидами образующими отчетливо контрастные бимодальные серии, лишенные, в отличие от формаций раннего этапа, продуктов дифференциации промежуточного состава. Их образование обусловлено синхронным подъемом расплавов с различных уровней генерации кислых и основных магм, происходящим в пределах крупных магматических швов. Этому же способствовала и обстановка растяжения, существующая в зонах магмоподводящих глубинных разломов, проникающих в глубь мантии и обуславливающая прогрессивное возрастание роли мантийных базальтоидных дифференциатов во второй половине деструктивного этапа.

Палеовулканологическая обстановка определялась существованием, наряду с центральными страто- и щитовыми вулканами, большого количества трещинных вулканических аппаратов, поставляющих на поверхность преимущественно лавовый базальтоидный материал. Эксплозивная вулканическая деятельность была проявлена незначительно. Пирокластическим выбросам принадлежала подчиненная роль. Излияния трещинного типа сопровождалась в Казахстанском девонском поясе образованием линейно-вытянутых вулкано-тектонических грабенов в наиболее ослабленных деструктивных зонах растяжения.

Характерной особенностью этапа являлась также тесное переплетение вулканических и интрузивных процессов. Интрузии внедрялись в периоды прекращения и ослабления вулканизма. Плутонические формации образуют совершенно однотипные вертикальные ряды, начинающиеся с гранодиоритовых и заканчивающиеся субщелочными и щелочными аляскитовыми сериями. Намечаются определенные комагматичные связи между отдельными членами вертикальных вулканических и плутонических формационных рядов. Полной комагматичности интрузивных и вулканических формаций противоречит отчетливо выраженная гомодромность плутонического ряда, существующая на фоне общей антидромной последовательности вулканических ассоциаций, а также пространственная приуроченность плутонических формаций к линейным проницаемым зонам, занимающим секущее положение относительно ареалов и зон одновозрастного вулканизма.

Этап распадается на две стадии, граница между которыми совпадает с моментом ослабления вулканической деятельности, внедрения гранодиоритовых интрузий, изменения пространственного положения и размеров деструктивных зон, усиления масштабов и интенсивности базальтоидных извержений.

Начальная стадия в Казахстанском девонском поясе отвечает эйфельскому веку. Сложившаяся незамкнуто-кольцевая структура пояса распалась в это время на две части, между которыми образовалась межгорная впадина, расположенная в пределах Северосарысу-Тенизского района, заполняющаяся пестроцветными молассами с подчиненным количеством кислых вулканитов (нижнеталдысайская подсвета). Одна часть охватывала восточную половину субширотного звена и северо-восточное звено. Активный вулканизм на ее территории привел к образованию существенно риолитоидных серий со сравнительно небольшим количеством вулканитов среднего и основного состава (базальто-андезито-риолитоидная формация). Узкие деструктивные зоны шириной 30—40 км и протяженностью не более 350 км были приурочены к внутренней (Спасская зона глубинных разломов) и внешней (Калба-Чингизский разлом) границам звеньев. Совпадение пространственного положения "базальтовых" зон в различные этапы и стадии формирования пояса позволяют рассматривать Спасскую зону и некоторые другие глубинные разломы в качестве устойчиво существующих сквозных магматических швов.

В юго-западном звене накапливались мощные толщи автомагматических брекчий и игнимбригов риолитоидного состава. По сравнению со

стадий становления пояса наблюдается увеличение масштабов риолитоидного вулканизма с вовлечением в нее обширных пространств Западно-Балхашского района, на значительной части которого кислый вулканизм в предшествующую стадию проявлен не был (см. рис. 13). Деструктивные процессы проявились лишь вдоль Джалаир-Найманских глубинных разломов и захватили часть примыкающей к Жалаир-Найманскому району Чуйской "глыбы". Между зонами базальтоидного и риолитоидного вулканизма накапливались мощные пестроцветные молассовые серии, в различной степени содержащие преимущественно кислый вулканогенный материал.

В конце стадии произошло внедрение интрузивных массивов диорит-гранодиоритовой формации, пространственно тяготеющих к областям риолитоидного игнимбритового вулканизма. Во внутренней Джунгаро-Балхашской провинции произошло значительное сокращение области морского геосинклинального осадконакопления, в пределах которой продолжали накапливаться сероцветные преимущественно терригенные толщи.

В Прибалхашско-Илийском поясе стадия охватывает вторую половину ранней перми. В Илийском и Токрауском звеньях произошло сокращение площадей вулканической деятельности. В Каркаралинско-Алакольском звене ареал вулканизма сместился к северным границам звена (см. рис. 29). На большей части территории пояса формировалась субщелочная трахиандезито-трахириолитоидная формация, отличающаяся от аналогичных формаций раннего этапа повышенной щелочностью. Базальтоидные деструктивные зоны протягиваются вдоль внешних границ пояса, тяготея к зонам субширотных глубинных разломов. Для Илийского звена характерна значительно большая роль базальтоидных пород как в существенно риолитоидных, так и в существенно базальтоидных ассоциациях по сравнению с Северным Прибалхашьем, хотя интенсивность вулканизма продолжала оставаться значительно меньшей, чем в Каркаралинско-Алакольском звене.

Стадия завершается внедрением интрузий диорит-гранодиоритового состава, тяготеющих к ортогональной сети глубинных разломов, определяющих меридиональные и широтные направления границ вулкано-плутонического пояса и его отдельных звеньев.

На территории внутренней части Джунгаро-Балхашской провинции произошло замыкание геосинклинального режима. В ее пределах на ограниченных площадях накапливались орогенные вулканы преимущественно андезитовидного состава.

Конечная стадия охватывает в Казахском девонском поясе жигитский век, в Прибалхашско-Илийском — позднюю пермь и начало раннего триаса. В обеих структурах она характеризуется резким сокращением площадей среднего и кислого вулканизма и значительным увеличением размера или перемещением деструктивных базальтоидных зон. Прогрессивное понижение фронта магмообразования приводит к резкому уменьшению в существенно базальтоидных ассоциациях контрастных кислых продуктов.

В Казахском девонском поясе существенно риолитоидный вулканизм проявился лишь на ограниченных участках в пределах Баянаульского и Западно-Балхашского районов. Излияния базальтоидных лав, обладающих повышенной щелочностью, железистостью и титанистостью, охватили значительные площади Карагандинского, Северосарысу-Тенизского, Южносарысу-Тенизского и Северо-Бетпакалинского районов, тяготея к субширотным разломам Спасско-Успенского направления. Трещинные излияния базальтоидов имели прерывисто-пульсационный характер и чередовались с периодами относительного покоя, в течение которых происходил размыв и перетложение продуктов вулканизма.

Деструктивные процессы проявились также в узких северо-западных зонах в пределах северо-восточного и на юге юго-западного звеньев вдоль Акбастауского и Кендыктасского глубинных разломов. Одновременно с базальтоидными и в меньшей степени кислыми извержениями, сопровождавшимися просадками и образованием линейных вулканотектонических грабенов, на территории юго-западного звена в сравнительно небольшой эрозионно-тектонической депрессии накапливались грубообломочные и вулканогенные молассы. Они же заполняли и обширные межгорные впадины, расположенные по внешнему обрамлению пояса.

В конце стадии в результате морской трансгрессии, охватившей восток субширотного и северо-восточное звено, происходило накопление мелководных терригенно-карбонатных толщ, перекрывающих орогенные вулканиды и молассовые образования (см. рис. 18).

Со стадией связано внедрение интрузивных массивов сиенит-монцитового, а затем лейкогранитового состава. Структурная позиция интрузий была унаследована от сформировавшихся ранее вулканотектонических депрессий. Особым насыщением интрузиями поздней стадии характеризовалось Бурунтауское поднятие.

Возрастной рубеж, отвечающий границе стадий, соответствует тельбесской фазе складчатости, проявившейся в соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали в виде складкообразующих движений, охвативших западную часть этой провинции. Синхронно с деструктивными процессами, интенсивно протекавшими в пределах пояса, на территории Атасуйского антиклинория, Успенского синклинория, Жаман-Сарысуйского синклинория и примыкающей части Актау-Джунгарского срединного массива накапливались пестроцветные молассовые толщи, среди которых в зоне Акбастауского глубинного разлома появляются горизонты субаэральных вулканидов средне-основного и кислого состава.

В восточной части Джунгаро-Балхашской провинции (Северная Джунгария, Северо-Восточное Прибалхашье) продолжалось формирование сероцветных терригенных и кремнисто-глинистых толщ.

В Прибалхашско-Илийском поясе в конечную стадию произошло ослабление вулканической деятельности, сокращение площади и перераспределение вулканических ареалов. Контрастный бимодальный существенно базальтоидный вулканизм проявился в Северном Прибалхашье только в Баканас-Алакольском районе и в пределах двух относительно небольших изолированных участков Токрауского звена (районы гор

Майтас и Жантау). По сравнению с предшествующей стадией деструктивная зона, имеющая тоже субширотное простирание, сместилась к югу. Извержения субщелочных кислых, в меньшей степени средних вулканитов охватывали ограниченные, изолированные друг от друга площади, расположенные в Катанэмельском, центральной части Северо-Токрауского и на западе Южно-Токрауского районов. В Илийском звене, как и в Каркаралинско-Алакольском, зона базальтоидного вулканизма также мигрировала от внешней границы к осевой части звена (см. рис. 30).

Та же тенденция (пространственного смещения магматических процессов) определяет и размещение внедрившихся в поздней стадии интрузивов сиенит-монцититового состава, ареалы которых занимают внутренние части звеньев. Более молодые гранитные и субщелочные гранитные интрузии, внедрившиеся в конце поздней стадии, отчетливо тяготели к сквозным зонам наиболее крупных глубинных разломов – Успенскому, Центрально-Казахстанскому, Калмакэмельскому и др. Будучи локализованными в основном в пределах пояса, они по некоторым зонам выходили и далеко за его пределы.

В структурном отношении для стадии характерно оформление вулкано-тектонических впадин I порядка и образование более мелких кольцевых структур, среди которых основное место занимают сложные системы магматогенно-тектонических структур.

“Остаточный” этап наиболее полно проявлен только в Казахском девонском поясе. Он охватывает поздний девон, включая половину франского времени и фаменский век. В позднедевонскую эпоху пояс входил в консолидированный Казахстанско-Тяньшанский срединный массив, образуя его краевую зону. Значительная часть территории, расположенная севернее широты Акбастауского глубинного разлома, была вовлечена в морскую трансгрессию, сопровождающуюся накоплением прибрежно-морских карбонатно-терригенных и карбонатных толщ. В основании позднедевонской трансгрессивной серии повсеместно формировался базальный грубообломочный горизонт (дайринская свита), переменная мощность которого зависела от глубины предшествующего эрозионного расчленения.

В юго-западном звене в пределах Северо-Бетпақдалинского и Южно-сарысу-Тенизского районов синхронно с образованием базальной толщи происходили локальные вулканические извержения кислых калиевых лав и игнимбритов. Преемственность петрохимических свойств от риолитоидов, входящих в качестве второстепенных аллофильных членов в состав среднедевонской риодацито-базальтоидной формации, позволяет рассматривать позднедевонские кислые вулканиты как результат эволюции остаточных магматических очагов, сохранившихся от предшествующего этапа в пределах Кзылжарской деструктивной зоны. Эти очаги пространственно тяготели к краевым частям позднегерцинской Жайльминской грабен-синклинали, маркируя магмоподводящие разломы.

В морскую трансгрессию последовательно вовлекались различные части срединного массива. Суббазальное терригенное осадконакопление повсеместно сменилось прибрежно-морским карбонатным. В Жайль-

минской зоне на этой стадии заложился узкий субширотный Каракингир-Жаильминский рифтоподобный грабен, заполнявшийся относительно глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными флишоидными толщами. Раскрытие грабена сопровождалось излиянием субщелочных оливиновых базальтов, являющихся наиболее глубинными мантийными дифференциатами из всех магматических образований, слагающих вулканоплутонический пояс.

Территория Западно-Балхашского, Жалаир-Найманского, Чуйского, Кентыктасского и Заилийского районов представляла собой в позднем девоне расчлененную сушу, внутри и по обрамлению которой в узких эрозионно-тектонических депрессиях накапливались красноцветные грубообломочные отложения (жингильдинская свита и ее аналоги). Магматические процессы проявились только в виде локальных извержений субщелочных кислых магм в Кызылсайской зоне (кияхтинская свита) и внедрений небольших интрузивных массивов аляскитовых гранитов (шунакский комплекс), приуроченных к внутренней границе юго-западного звена.

В соседней Джунгаро-Балхашской провинции в пределах ее тельбесской части в первой половине позднего девона (франский век) формировались орогенные вулканы андезито-риолитового состава. В плане они образуют дугу длиной около 350 км, окаймляющую с юга, запада и севера Жаман-Сарысуйское поднятие и перекрывающую сложностроцированный тельбесский главный геосинклинальный комплекс. Франские орогенные вулканы описываются часто в качестве самостоятельного вулканического пояса. Сравнительно небольшие площадные размеры, кратковременность формирования, упрощенность вулканического формационного ряда, отсутствие синхронных плутонических серий не позволяют рассматривать данную вулканическую зону в качестве структуры, сопоставимой по значению в истории палеозойд Казахстана, с Казахстанским девонским и Прибалхашско-Илийским вулканоплутоническими поясами.

В фаменское время в западной части Джунгаро-Балхашской провинции происходило накопление прибрежно-морских терригенно-карбонатных и карбонатных толщ, формационно сходных с чехлом Казахстанско-Тяньшанского срединного массива, описываемых обычно как миогеосинклинальные формации [12]. В Успенской зоне также существовала узкая рифтоподобная структура, во многом аналогичная Каракингир-Жаильминскому палеограбену, кулисообразно подставляющая его и приуроченная совместно с ним к единой трансконтинентальной системе субширотного простиранья.

На территории Токрауского, Предчингизского синклиория и Северо-Балхашского антиклиория терригенно-карбонатные серии сменялись морскими сероцветными преимущественно терригенными, в различной степени насыщенными вулканиками кислого и среднего состава. Максимальное количество вулкаников приурочено, по-видимому, к архипелагу островов, ориентированному вдоль Бактайского, Кусакского и Калмакэмельского разломов. Во внутренней части Джунгаро-Балхашской

провинции на территории Тастауского и Арганатинского синклинориев накапливалась наиболее глубоководная вулканогенно-кремнистая и отдаленно-кремнистая морские формации (тастауская свита) (см. рис. 20).

Аналогичный этап намечается и в Прибалхашско-Илийском поясе, формирование которого завершилось извержениями субщелочных кислых вулканитов в пределах осевой зоны Илийского звена (малайсаринский вулканический комплекс) и становлением аляскитовой плутонической формации (кызылрайский комплекс), интрузивные массивы которой в Токрауском звене тяготеют к узкой субмеридиональной зоне, также занимающей осевое положение. На этом этапе происходит "стягивание" магматических явлений в центральной части пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные особенности строения и развития разновозрастных вулcano-плутонических поясов Казахстана позволяют наметить главные черты сходства и различия между ними. К основным чертам сходства относятся:

1. Главенствующая роль поясов в окончательном оформлении земной коры континентального типа.

2. Возникновение в орогенный период развития складчатых систем на гетерогенном основании в результате кратковременного (по сравнению с длительностью тектонических эпох) импульса вулканической активности, проявившейся на огромных территориях, занятых поясами, независимо от предыстории структур основания.

3. Связь активизации магматических процессов с разогреванием и разуплотнением мантии, сопровождающимися образованием валообразного поднятия мантии и, как следствие, выступа базальтового слоя.

4. Тесная связь с системой глубинных разломов палеозойд Казахстана, обуславливающая незамкнутую овальную и кольцевую форму поясов в плане и позволяющая рассматривать вулcano-плутонические пояса в качестве мощных зон проницаемости магматических расплавов.

5. Перемещение фронта массового магнообразования из вершущих частей мантийного выступа в субкислый слой, а затем последовательное снижение фронта с захватом глубинных участков верхней мантии — как основная причина, определяющая особенности вертикальных рядов вулканических формаций. Перемещение имело пульсационный характер, что влияло на цикличность вулканических извержений, проявляющуюся в гомодромной или антидромной последовательности внутри формаций.

6. Одновременное существование разноглубинных магматических очагов на уровнях мантии, базальтового и гранитного слоев, приводящее к широкому развитию вулканических ассоциаций, контрастных по кремнекислотности, общей щелочности, калийности.

7. Газонасыщенность ("флюид-порфирировость") кислых магм, определяющая повсеместное распространение в риолитоидных членах ассоциаций лавоигнимбритов и автомагматических брекчий.

8. Последовательное возрастание общей щелочности продуктов извержений, отражающее увеличение мощности и относительной жесткости земной коры в процессе формирования поясов.

9. Однотипность вертикальных плутонических формационных рядов.

10. Преобладание изометричных магногенно-тектонических структур как основная особенность первичной внутренней структуры поясов.

11. Сопоставимость (однопорядковость) объемов вулканических накоплений, палеоэнергии и энергетической плотности извержений, резко отличавшие вулcano-плутонические пояса от орогенных молассовых комплексов складчатых областей, систем и поясов, насыщенных вулканогенными образованиями.

Наиболее существенные различия поясов.

1. Тектоническая позиция. Прибалхашско-Илийский пояс занимает крайнее положение, соответствующее границе позднегерцинской (саякской) и ранее консолидированных частей Джунгаро-Балхашской системы. Казахстанский девонский пояс частично совпадает с границей каледонид и герцинид, а в западной части смещается в сторону эпикаледонского срединного массива.

2. Длительность формирования. Время образования позднепалеозойского пояса в три раза больше девонского.

3. Строение земной коры. На значительных по площади участках заложению Прибалхашско-Илийского пояса предшествовало становление мощного гранитного слоя, обусловленное девонским орогенным магматизмом (наложение разновозрастных поясов), что определяет большую мощность и жесткость земной коры в его пределах по сравнению с Казахстанским девонским.

4. Новообразованность Казахстанского девонского пояса и частичная унаследованность Прибалхашско-Илийского от предшествующего этапа развития (различная предыстория структур).

5. Тесное переплетение и латеральные взаимопереходы вулканогенных и терригенных молассовых формаций в Казахстанском девонском и существенно вулканогенный состав их в Прибалхашско-Илийском поясе.

6. Относительная роль магматических образований определенного состава. Казахстанский девонский пояс имеет более базитовый, Прибалхашско-Илийский — более риолитовый валовый состав вулканитов. Из plutonic формаций в девонском поясе наибольшим распространением пользуется лейкогранитовая, а в позднепалеозойском — диорит-гранодиоритовая и сиенит-монцитовая формации.

7. Состав конкретных вулканических формаций, продольная и поперечная петрохимическая зональность.

8. Глубина перемещения фронта мантийного магнеобразования в завершающие этапы развития поясов. В позднепалеозойском поясе он не смещается ниже самых верхних частей мантии.

9. Интенсивность вулканизма. В Прибалхашско-Илийском поясе она в среднем в два раза ниже, чем в Казахстанском.

10. Формы проявления магматогенной тектоники. Особенности внутренней структуры девонского пояса являются относительно простой рисунок изометричных кольцевых форм, обусловленный миграцией разновозрастных вулканических зон, и широкое распространение линейных вулкано-тектонических грабенов, возникших на деструктивном этапе развития. Для позднепалеозойского пояса характерны "телескопические" изометричные кольцевые структуры, образующиеся в местах совмещения вулканических ареалов и пространственного совпадения разновозрастных магматических очагов.

Выявленные закономерности отражаются и в металлогенической специализации поясов, имеющей как черты сходства, так и различия: полиметалло-редкометалльной Казахстанского девонского и медно-редкометалльной Прибалхашско-Илийского.

Данные по молодым кайнозойским вулcano-плутоническим поясам активных окраин континентов показывают, что их образование теснейшим образом связано с процессами в сейсмофокальных зонах, полого погружающихся под пояса. В качестве примера такой связи обычно приводится Андский пояс, сопровождаемый со стороны Тихого океана глубоководным желобом. Пояс подстилается сейсмофокальной зоной, в пределах которой происходит генерация магмы и подъем ее к поверхности. Крупные батолиты, сосредоточенные внутри пояса, возникают в результате переплавления гранитного слоя более древней континентальной коры. Такая же связь с сейсмофокальными зонами предполагается и для мезозойских поясов восточной окраины Евразийского материка.

Прямые аналоги рассмотренных поясов с мезозойско-кайнозойскими поясами наталкиваются на определенные трудности.

1. Мезозойско-кайнозойские пояса располагаются на границе блоков (плит) с корой океанического и континентального типов. В палеозоидах Казахстана Джунгаро-Балхашская складчатая система, ее внешние (тельбесская и саурская) и внутренняя (саякская) зоны, расположенные внутри девонского и позднепалеозойского поясов, вероятнее всего представляла собой блок с древней докембрийской континентальной корой. Фундамент поясов отличается от внутреннего обрамления, таким образом, не типом, а возрастом и мощностью континентальной коры, которая к моменту возникновения поясов имела значительно большую мощность за счет новообразованной. Классификация орогенных поясов по характеру субстрата на основе материалов Казахстана может быть дополнена внутриматериковыми вулcano-тектоническими поясами, формирующимися на зрелой коре континентального типа.

2. Форма палеозойских орогенных поясов Казахстана принципиально отличается от линейной и дугообразной мезозойско-кайнозойских поясов. Если исходить из связей их с сейсмофокальными зонами, придется "свертывать" зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа в незамкнутое кольцо или овал, что явно противоречит здравому смыслу. Никаких данных о первоначально прямолинейной форме поясов и последующем их скручивании в настоящее время не имеется.

3. В молодых окраинно-материковых и материково-океанических поясах обязательным является существование глубоководного желоба либо на границе "материк — океан", либо в зоне "вулканическая дуга — океан". Литологические особенности, бентосный состав ископаемой фауны формаций непосредственно предшествующих и разновозрастных поясов Казахстана показывают, что в зонах, примыкающих к поясам со стороны более молодой геосинклинали, нет никаких признаков глубоководных условий накопления. Все формации принадлежат к палеоструктурам типа окраинных или внутренних шельфовых морей.

4. В орогенных поясах Казахстана отсутствует поперечная зональность андийского типа, являющаяся обязательной для структур, взаимосвязанных с сейсмофокальными зонами.

Наиболее вероятной представляется причинная связь образования орогенных поясов Казахстана с достаточно кратковременным по срав-

нению с длительностью каледонского и герцинского тектогенеза очаговым возбуждением мантии. Мощный тепловой поток, являющийся следствием такого возбуждения, реализуется в виде грандиозных магматических явлений и используется в качестве путей подъема заложившиеся в предшествующие эпохи и непрерывно подновляющиеся системы глубинных разломов. Последние только частично совпадают с границами разновозрастных складчатых систем. Таким образом, связь поясов с геосинклиналями, по отношению к которым они занимают краевое положение, является только пространственной, а не генетически обусловленной.

Возбуждение мантии стимулирует рост мантийного диапира и приводит к возникновению растягивающих усилий в зонах крупнейших разломов, облегчающих подъем магматических расплавов, определяющих возможность сосуществования разноглубинных магматических очагов и образование контрастных магматических серий (см. рис. 36).

Очаговые возбуждения мантии связаны с причинами, обуславливающими глобальность орогенических тектонических эпох, и находят наиболее логичное объяснение с позиций гипотезы пульсирующей Земли.

1. *Абдулин А.А., Абдрахманов К.А., Авдеев А.В.* Центрально-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования. — Изв. АН КазССР, сер. геология, 1972, № 1, с. 1—18.
2. *Бахтеев М.К.* О глубинном строении вулcano-плутонических поясов Казахстана. — Изв. вузов, геология и разведка, 1984, № 2, с. 29—34.
3. *Бахтеев М.К., Сенкевич М.А., Юрина А.Л.* Палеофлористическое расчленение континентальных осадочно-вулканогенных отложений девона Казахстана. — Бюлл. МОИПа, отд. геол., 1984, т. 59, вып. 5, с. 82—92.
4. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г.* Вулканические формации, Новосибирск, Наука, СО АН СССР, 1982.
5. *Белый В.Ф.* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса масштаба 1:1500000. Объяснительная записка, Магадан, 1981.
6. *Ветренников В.В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М., Недра, 1976.
7. *Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования (результаты исследований по международным геофизическим проектам). М., Сов. радио, 1975.
8. *Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500000.* Центрально-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981.
9. *Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500000.* Южно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981.
10. *Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана* /Е.А. Бабичев, И.Л. Дорохов, Ю.А. Зайцев и др. М., Наука, 1977.
11. *Глобальные палеовулканогеологические реконструкции* /И.В. Лучицкий, Н.В. Короновский, А.Б. Ронов и др. Новосибирск, Наука, СО АН СССР, 1979.
12. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей. М., Недра, 1984.
13. *Классификация и номенклатура магматических горных пород* /О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. М., Недра, 1981.
14. *Кошкин В.Я.* Стратиграфия верхнего палеозоя Северного Прибалхашья. — В кн.: Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 11—28.
15. *Кошкин В.Я.* Раннепермские интрузивные комплексы центральной части Северного Прибалхашья. — В кн.: Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата, 1983, с. 57—72.
16. *Курчаев А.М.* Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). М., Наука, 1984.
17. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука АН СССР, СО, 1972.
18. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980.
19. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1985.
20. *Магматические комплексы Казахстана.* Кокчетав — Северо-Тяньшанская складчатая система /Р.А. Копятевич, В.И. Серых, С.Г. Токмачева и др. Алма-Ата, Наука, 1982.
21. *Магматические комплексы Казахстана.* Чингиз-Тарбагатайская складчатая система /Г.Ф. Ляпичев, В.С. Звонцов, В.М. Шужанов и др. Алма-Ата, Наука, 1982.
22. *Маркушев А.А.* К проблеме генезиса вулканических серий горных пород. — Вестник МГУ, сер. 4, геология, 1983, № 5, с. 3—19.
23. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М., Наука, 1975.
24. *Проблемы геологии Центрального Казахстана.* Кн. 2. М., Изд-во МГУ, 1980.
25. *Сальменова К.З.* Фитостратиграфия верхнего палеозоя и некоторые проблемы стратиграфии Северного Прибалхашья. — В кн.: Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата, 1983, с. 17—27.

26. *Современное состояние стратиграфической схемы девона Центрального Казахстана* /О.А. Мазарович, С.П. Малиновская, А.Л. Юрина, и др. — Бюлл. МОИПа, отд. геол., 1985, т. 60, вып. 6, с. 71–94.

27. *Структура континентов и океанов* /Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М., Недра, 1979, с. 335–344.

28. *Тектоника Казахстана* (Объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000). М., Наука, 1982.

29. *Тектоника Северной Евразии* (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000). М., Наука, 1980.

30. *Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий.* — Масштаб 1:1500000 /Гл. редакторы А.А. Абулин, Ю.А. Зайцев. Мингео СССР, 1980.

31. *Тихомиров В.Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М., Недра, 1975.

32. *Чу-Илийский рудный пояс.* Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата, Наука, 1980.

33. *Чу-Илийский рудный пояс.* Стрoение земной коры. Алма-Ата, Наука, 1979.

34. *Шарпенoк Л.И.* Магматогенные кольцевые структуры. Л., Недра, 1979.

35. *Шужанов В.М.* Формации девона. Алма-Ата, Наука, 1984.

36. *Эйдлин Р.А., Эренбург М.С.* Земная кора Южного и Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР, сер. геология, 1982, № 5, с. 8–14.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Типы вулканоплутонических поясов	4
Глава 2. Тектоническое положение, районирование, глубинное строение и структуры фундамента вулканоплутонических поясов Казахстана	8
Глава 3. Стратиграфия осадочно-вулканогенных отложений Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса	36
Глава 4. Магматические формации Казахстанского девонского вулканоплутонического пояса	50
Глава 5. Стратиграфия и формации Прибалхашско-Илийского позднепалеозойского вулканоплутонического пояса	100
Глава 6. Внутренняя структура поясов	135
Глава 7. Сравнительная количественная оценка вулканизма и палеоэнергии	141
Глава 8. Основные этапы и закономерности развития орогенных вулканоплутонических поясов	147
Заключение	162
Список литературы	166